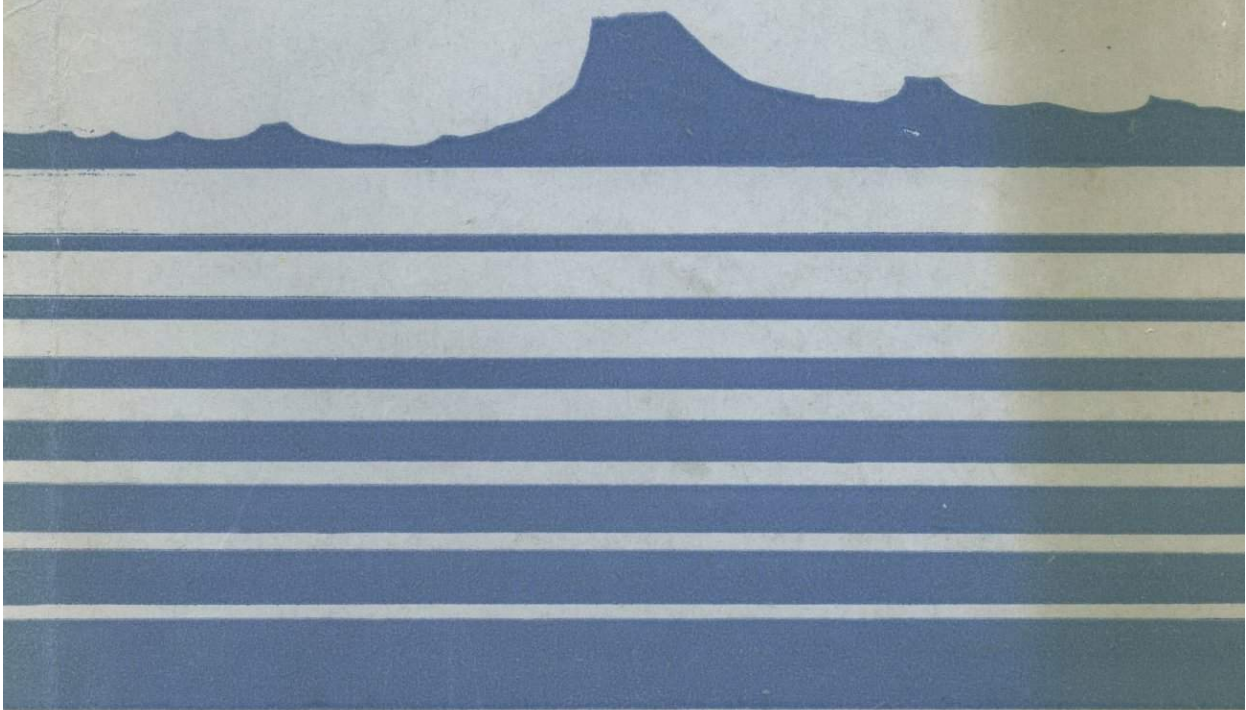


Э. И. ПОПОЛИТОВ, О. Н. ВОЛЫНЕЦ

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ
ОСТРОВНОЙ ДУГИ
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ
ПЕТРОГЕНЕЗИСА**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. АКАДЕМИКА А. П. ВИНОГРАДОВА

Э. И. ПОПОЛИТОВ, О. Н. ВОЛЫНЕЦ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА

Курило-Камчатской островной
дуги и некоторые вопросы
петрогенезиса

3484
Ответственный редактор чл.-кор. АН СССР Л. В. Таусон



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1981



Э. И. Пополитов, О. Н. Волинец. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса.— Новосибирск: Наука, 1981.

В работе рассматриваются проблемы, связанные с формированием коры континентального типа в областях островных дуг. Наиболее детально они решаются на примере Курило-Камчатского региона. Приводятся материалы по геолого-тектоническому положению Курило-Камчатской дуги, освещаются строение и состав фундамента и глубинных ксенолитов, выносимых на поверхность расплавами. Значительное место уделяется изучению геохимических особенностей вулканических пород вкрест и вдоль простираания дуги, а также распределению редких элементов в сериях пород различной кремнекислотности (от базальтов до липаритов). На основе синтеза полученных данных рассматриваются вопросы, связанные с генетическими особенностями формирования островных дуг. Наряду с материалами по Курило-Камчатской островной дуге используются данные и по более древним дугам.

Монография рассчитана на широкий круг геологов, петрографов, геохимиков.

Ил. 24. Табл. 57. Прилож. 10. Библиогр. 237.

Интерес к островным дугам — зонам сочленения континентального и океанического типов земной коры — за последнее время значительно возрос, хотя вопросы о развитии этих структур, генетических особенностях проявления вулканизма и его связи с тектоникой и другие до сих пор не получили однозначного толкования. Это связано еще и с тем, что в районах островных дуг перед геологией открываются новые возможности для применения метода актуализма, так как сравнение особенностей развития современных структур с более древними дает возможность при проведении палеотектонических реконструкций гораздо глубже понять суть явлений в прошлом нашей планеты.

В настоящее время о природе островных дуг существуют три точки зрения. Сторонники одной из них, развивая взгляды А. Д. Архангельского, А. Н. Заварицкого и других, считают их аналогами современных геосинклинальных систем, когда в процессе последовательной эволюции в этих областях происходит наращивание континентальной земной коры. Участки, которые располагаются под окраинными морями в тылу островных дуг, в этом случае рассматриваются как реликты океанического дна, а не как новообразования, непосредственно связанные с механизмом формирования островных дуг. Указанные взгляды целиком исходят из классических представлений учения о геосинклиналях как о стадийных процессах, при которых участки с океанической корой постепенно превращаются в складчатые горные сооружения и далее в платформу. При этом основной главной движущей силой такого последовательного развития являются глубинные процессы в самой геосинклинали.

Сейчас в связи с появлением концепции «новой глобальной тектоники» учение о геосинклиналях подвергается некоторому пересмотру. Считается, что начальная стадия развития геосинклиналей связана с разрывом континентальной коры, ее дальнейшим раздвиганием вплоть до возникновения новообразованной коры океанического типа. Эти океанические литосферные плиты при своем движении могут погружаться под континентальные края с образованием сверхглубинных сейсмофокальных зон или зон Бенъоффа. Именно в таких областях в зоне сочленения литосферных плит возникают островные дуги как естественная реакция на подобное взаимодействие. В неомобилистском варианте теории геосинклиналей островодужные области также рассматриваются как участки постепенного наращивания сиалической оболочки. Правда, окраинные моря во многих гипотезах трактуются как результат растяжения в тыловых зонах континентальной коры с образованием коры океанического типа, хотя в принципе они могут быть и «реликтовыми», если, например, плиты по каким-либо причинам погружаются на некотором удалении от континентального края. Таким образом, в концепции тектоники плит островные дуги также рассматриваются как одна из главных стадий развития геосинклиналей, но основной причиной их появления считаются не столько глубинные процессы в самих геосинклиналях, сколько изменение геодинамической об-

становки в пределах всего окружающего пространства и прежде всего смены растяжения на сжатие. Если в классическом понимании становление складчатой области и последовательное развитие, начиная от океанической стадии и кончая платформенной, представляется только как смена различных этапов в вертикальном направлении, то в мобилистском понимании различные стадии могут сменять друг друга и в горизонтальном направлении. По мнению сторонников тектоники плит, такое понимание помогает лучше объяснить отсутствие или слабое развитие офиолитовых комплексов в некоторых складчатых областях или в более широком смысле существования геосинклиналей мафического и салического профиля со всеми переходными между ними типами, наличие таких же переходов между геосинклиналями и интракратонными подвижными зонами и т. д.

В отличие от первых двух точек зрения в геологической литературе имеются и другие мнения о природе островных дуг. Суть их сводится к тому, что в данных структурах идут процессы, направленные не к увеличению континентальной земной коры, а к ее деструкции и океанизации. В этом случае островные дуги рассматриваются как остатки складчатых областей, геосинклинальное развитие которых закончилось намного раньше (островные дуги первого типа, такие как Гималаи, Карпаты, Индонезия и др.). Островные дуги второго типа (Курилы, Алеуты, Тонга и др.) тоже не имеют геосинклинальной предистории и приурочены к молодым глубинным разломам, возникновение которых связано с процессами растяжения на тихоокеанских перифериях. Процессы базификации континентальной коры и ее уничтожение в окраинных морях могут происходить либо вследствие внедрения основных магм, либо под влиянием метасоматических процессов при воздействии магнезиальных флюидов, поступающих из подкоровых областей.

Столь противоречивые мнения по наиболее общим проблемам, конечно, приводят к различиям во взглядах и в вопросах, имеющих более частный характер. Например, не имеется однозначного решения проблем, связанных с глубинным строением островных дуг, давно идет дискуссия об исходном субстрате для базальтовых расплавов и механизме их формирования, еще более неясны вопросы о месте и способе образования андезитовых и более кислых магм и т. д.

В задачу настоящей работы не входило решение всех перечисленных здесь проблем. Наша цель заключалась в изучении петрогеохимических особенностей вулканических пород островных дуг главным образом на примере четвертичных вулканитов Камчатки и Курильских островов и возможности применения полученных данных для выделения среди древних вулканических комплексов толщ, формировавшихся в островодужной обстановке (на примере Западного Саяна и Тувы). На основе приведенных исследований в совокупности с другими имеющимися материалами геолого-геофизического характера мы сделали попытку получить ответы на вопросы, связанные с условиями и механизмом формирования различных по щелочности и кремнекислотности пород островодужных областей.

Сложнее обстояло дело с анализами материалов по окраинным морям. Вследствие труднодоступности их получения литературные данные, в том числе и по Охотскому морю, крайне скудны и фрагментарны. Поэтому главный упор был сделан на изучение палеоостровных дуг и их тыловых частей (как возможных аналогов современных окраинных морей и интрадуговых бассейнов). В работе в качестве такого аналога рассматривается Черноморско-Аджаро-Триалетская рифтовая зона, расположенная в тылу палеогеновой островной дуги Малого Кавказа.

Для решения вышеуказанных задач исследования велись в нескольких главных направлениях: 1) изучение геохимических особенностей пород фундамента и различных ксенолитов, выносимых на поверхность расплавами, как возможных представителей пород в местах магмообразования;

2) сравнительное исследование распределения редких элементов вкрест и вдоль простираения островных дуг для выяснения влияния глубины сейсмофокальной зоны и типа земной коры на характер и состав вулканизма; 3) изучение закономерностей распределения редких элементов в вулканических сериях, меняющихся по составу от базальтов до липаритов с целью решения вопросов, связанных с генетическими особенностями формирования кислых пород; 4) исследование геохимических особенностей пород палеорифтовых зон в связи с проблемой природы окраинных морей; 5) возможности использования метода актуализма для выяснения геодинамических обстановок формирования древних вулканических толщ.

Исследования на Камчатке и Курилах проводились обоими авторами в тесном контакте с А. В. Колосковым, Г. Б. Флеровым, И. Т. Кирсановым, Ю. М. Дубиком, В. А. Ермаковым, Н. В. Огородовым, А. П. Хреновым и другими (Институт вулканологии ДВНЦ СССР), М. Ю. Хотинным и Г. Е. Некрасовым (ГИН АН СССР), Т. М. Философовой, В. А. Абрамовым, В. Д. Пампурой (Институт геохимии СО АН СССР им. А. П. Виноградова). Вулканические породы в Аджаро-Триалетии изучались Э. И. Пополитовым совместно с сотрудниками Геологического института АН ГрузССР Г. С. Закариадзе и М. Б. Лордкипанидзе. Наконец, работы в Западном Саяне и Туве велись Э. И. Пополитовым вместе с Т. М. Философовой. Плодами этого сотрудничества является целая серия совместных статей авторов с перечисленными товарищами. Материалы статей широко используются в работе, а перечень их приводится в списке литературы. Авторы использовали для анализов каменный материал из коллекций Г. Б. Флерова, В. А. Ермакова, Ю. М. Дубика, М. Г. Патоки, Р. В. Фроловой, Н. В. Огородова, Н. Е. Литасова, Н. Н. Кожемяки, А. А. Важеевской, М. Ю. Хотина, Г. Е. Некрасова и др.

Все анализы на редкие элементы (за исключением Ta, Sb, Sc) были выполнены в аналитических лабораториях Института геохимии СО АН СССР им. А. П. Виноградова. Na, K, Rb, Li определялись методом фотометрии пламени (аналитик Г. И. Селиванова). Ba, Sr, Ni, Co, Cr, V, La, Ce, Nd, Y, Yb, Zn, Cu, F, B, Be, N, Nb, Ta, Zr, Hf — методами количественного спектрального анализа (аналитики С. Н. Ярошенко, А. Д. Глазунова, Е. А. Смирнова, Л. Л. Петров).

Создание этой работы было бы невозможно без постановки специальных исследований в Лаборатории геохимии магматических процессов Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР и без научной поддержки члена-корреспондента АН СССР Л. В. Таусона.

Авторы искренне благодарны всем перечисленным выше товарищам.

В заключение отметим, что введение, заключение и главы I, III—VI написаны авторами совместно, а остальные — Э. И. Пополитовым.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Курило-Камчатская островная дуга рассматривается обычно как единая крупная структура, характеризующаяся наличием таких общих на всем ее протяжении элементов структуры, как фокальная зона, глубоководный желоб и активный вулканический пояс. Вместе с тем строение ее южной и северной частей заметно различается. Южная (Курильская) представляет собой обычную двойную островную дугу со всеми присущими ей структурными элементами (глубоководный желоб — внешнее невулканическое геосинклинальное поднятие — внутренняя вулканическая дуга — окраинное море). Структура северной (Камчатской) части заметно более сложная. Наряду с обычными для островных дуг структурными элементами, продолжающими соответствующие структуры Курильской части дуги, здесь выделяются такие нестандартные для обычных островных дуг элементы, как вулканический пояс Срединного хребта, Центральная Камчатская депрессия, Петропавловская поперечная зона и др. [Геология СССР, 1964; Эрлих, 1973; Леглер, 1977; и др.]. Поэтому имеет смысл рассмотреть геолого-тектоническое строение Курильского и Камчатского участков дуги раздельно, а данные о строении глубоководного желоба и фокальной зоны — в целом для всей дуги.

КУРИЛО-КАМЧАТСКИЙ ГЛУБОКОВОДНЫЙ ЖЕЛОБ И ФОКАЛЬНАЯ ЗОНА

Курило-Камчатский глубоководный желоб располагается во фронтальной по отношению к океану части дуги, протягиваясь почти на 2200 км от Северного Хоккайдо на юге, где он сочленяется с Японским глубоководным желобом, до п-ова Камчатского мыса на севере, где он под углом около 60° подходит к Алеутскому желобу. Желоб имеет форму узкого (20—60 км) и глубокого телескопического грабена. Максимальная ширина и глубина желоба наблюдается к юго-западу от широты о. Симушир. При приближении к северному концу желоба глубина его в целом уменьшается, а дно расширяется, что связано, видимо, с более быстрым заполнением его осадочным материалом [Эрлих, 1973]. Желоб имеет V-образный профиль, причем крутизна склонов составляет в верхней части $5-6^\circ$, а в нижней — $20-25^\circ$. Ширина дна изменяется от 1 до 20 км, составляя в среднем 5 км. Строение склонов желоба резко асимметрично. Внешний (приокеанический) склон относительно пологий и низкий, а внутренний (приматериковый) значительно более крутой и высокий, осложнен системой относительно широких (60—75 км) террас и уступов крутизной до 45° и более. Внешний склон желоба расчленен значительно менее интенсивно [Павлов, Сергеев, 1976]. Геоморфологическая асимметрия желоба хорошо согласуется с его глубинной структурой. Внешний склон имеет кору океанического типа с «базальтовым» слоем мощностью до 8 км и рыхлыми осадками мощностью до 1—2 км. Мощность коры внутреннего склона желоба изменяется от 25—30 км во фланговых участках (южный — район о. Кунашир, северный — район о. Парамушир) до 13—15 км в центральной части дуги (на широте проливов Буссоль и Крузенштерна).

Во фланговых зонах кора и по мощности, и по структуре (кроме осадочного слоя и комплекса уплотненных вулканогенно-осадочных по-

род выделяется «гранитный» и «базальтовый» слой) соответствует континентальному типу, в центральной же части она относится к субконтинентальному и состоит из «базальтового» слоя (менее 15 км) и маломощного (2—3 км) осадочного чехла [Павлов, Сергеев, 1976].

В гравитационном поле (в редукции Буге) приосевая часть желоба характеризуется широкой гравитационной ступенью, отделяющей интенсивное положительное поле ложа океана от относительного гравитационного минимума, свойственного внутреннему склону желоба. Желоб является также пограничной структурой между вулканической дугой и океаном по тепловому потоку, характеризуясь минимальными значениями его — менее 1 мкал/см²·с [Павлов, Сергеев, 1976].

Время заложения желоба оценивается Ю. А. Павловым и К. Ф. Сергеевым (1976) на основании комплекса геолого-геофизических данных как позднемеловое — раннепалеогеновое. Однако, используя материалы А. П. Лисицына о скорости современного осадконакопления, они указывают на возможную разновозрастность юго-западной (70—180 млн. лет) и северо-восточной (20—70 млн. лет) частей желоба. Плиоцен-четвертичное время характеризуется, по мнению этих исследователей, тектонической активизацией желоба, выразившейся в крупных прогибаниях океанического дна, а наличие крупного прогиба «консолидированной» коры на внутреннем склоне современного желоба (внешнекурильский прогиб) трактуется ими как указание на захороненный более древний глубоководный желоб.

Еще в 1946 г. А. Н. Заварицкий (1946) на основании телесейсмических данных предположил, что в районе Курило-Камчатского желоба на поверхность выходит фокальная зона, круто падающая под континент до глубины 700 км. Последующими исследованиями [Тараканов, Левый, 1967; Кузин, 1974; и др.] было установлено, что фокальная зона представляет собой узкий клин, наклоненный под континент до глубин 200—300 км под углом около 50°, далее угол наклона несколько увеличивается. При этом подавляющее большинство землетрясений происходит на глубинах 0—40 км, хотя единая зона землетрясений прослеживается до глубин 200—300 км. Глубже сейсмичность проявляется только на отдельных участках. Основное сгущение эпицентров землетрясений отмечается в полосе шириной около 60 км. В районе Камчатки эта полоса протягивается вдоль восточного побережья, захватывая восточные окончания полуостровов. Положение полосы эпицентров фиксирует место выхода на поверхность Земли центральной части фокальной зоны [Симбирева и др., 1977]. С удалением от оси фокальной зоны на восток или на запад сейсмическая активность постепенно уменьшается.

Изучение векторов напряжений в очагах землетрясений [Аверьянова, 1968; Балакина, 1974; Симбирева и др., 1977] показывает, что преобладающей особенностью регионального поля напряжений является горизонтальное сжатие в направлении северо-запад — юго-восток (или северо-северо-запад — юго-юго-восток). Структура локального поля напряжений (особенно до глубины 40—60 км) более сложная [Симбирева и др., 1977]. Так, вдоль Курило-Камчатской дуги области преобладающих сил сжатия чередуются с областями преобладающего растяжения. В пределах Камчатки области сжатия соответствуют полуостровам, а области растяжения — заливам. В районе Курильских островов области растяжения выделены на широте о-вов Кунашир и Симушир.

На основании анализа структуры поля деформации в коре и верхней мантии И. Г. Симбирева с соавторами (1977) приходит к выводу, что фокальная зона Курило-Камчатской дуги представляет собой сложно построенную область глубинных разломов и оперяющих разрывов различного порядка, ограниченную с севера (район сочленения с Алеутской дугой) и юга (севернее о. Хоккайдо) поперечными разрывными зонами. Такая же разрывная зона сечет фокальную зону в центре на широте о. Симушир.

Хотя основная масса разрывов простирается соответственно Курило-Камчатской дуге, имеется большое число современных разрывов иной ориентировки. Характер движения по разрывам в зонах преобладающего растяжения поля локальных напряжений сбросово-сдвиговый, а в зонах преимущественного сжатия — взбросово-сдвиговый.

КУРИЛЬСКИЙ УЧАСТОК ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Эта часть островной дуги имеет, как уже говорилось, типичное для двойных дуг тектоническое строение (рис. 1). К западу от глубоководного желоба располагается поднятие внешней невулканической дуги (Малая Курильская гряда и подводный хр. Витязя), затем поднятие внутренней вулканической дуги (Большая Курильская гряда) и, наконец, тыловой прогиб (Южно-Охотская глубоководная впадина). Поднятия разделены

довольно глубокой продольной депрессией [Горшков, 1967; Эрлих, 1973; и др.].

Внешняя невулканическая дуга в центральной части разорвана и совершенно не выражена морфологически. Почти на всем протяжении она скрыта под водой и только в юго-западной части отдельные вершины подводного хребта выходят на поверхность в виде нескольких небольших островов (Шикотан, Полонского, Демина и др.). Развитые на этих островах отложения представлены вулканогенно-осадочными комплексами верхнемелового — палеогенового возраста.

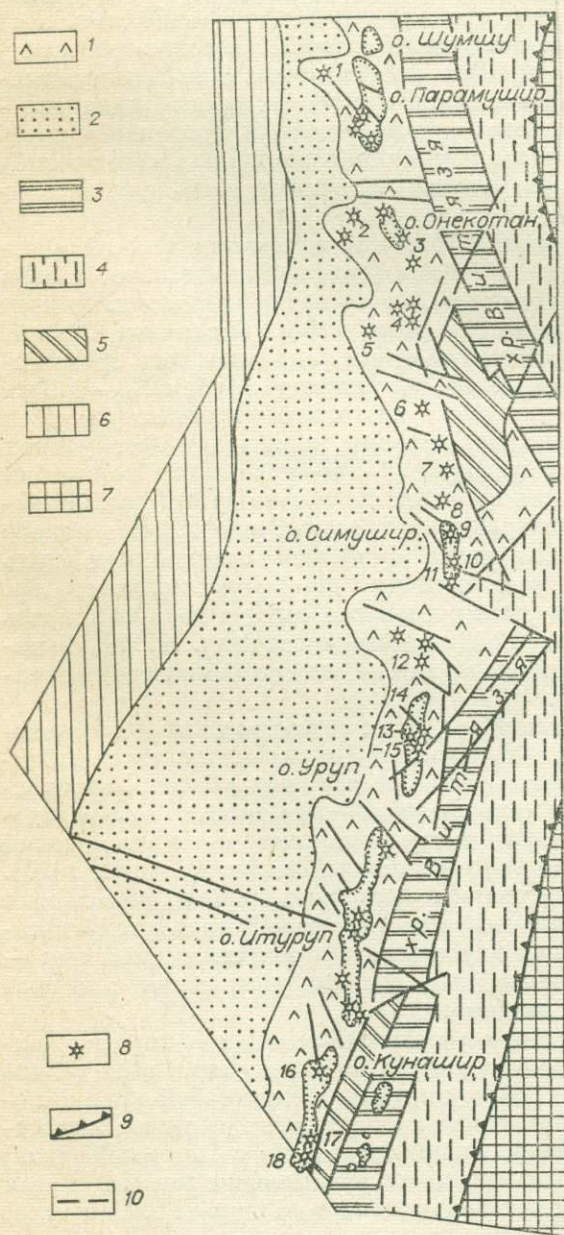


Рис. 1. Карта современной тектоники Курильской островной дуги [Эрлих, 1973].

1 — аккумулятивно-тектоническая «геосинклиналь» внутренней дуги; 2 — современный тыловой прогиб; 3 — внешняя дуга; 4 — континентальный склон; 5 — грабен-синклинальные структуры, в пределах континентального склона; 6 — синеклиза Охотского моря; 7 — океанический желоб; 8 — четвертичные надводные вулканы; 9 — зона глубинного разлома вдоль края океанического желоба; 10 — активно живущие разломы. Цифрами на схеме обозначены вулканы, по которым проанализированы образцы: 1 — Алаид, 2 — Немо, 3 — Тао-Русыр, 4 — Шикотан, 5 — Чиринкотан, 6 — Райковке, 7 — Ушишир, 8 — Кетой, 9 — Уратман, 10 — Заварицкого, 11 — Мильна, 12 — Чирной, 13 — Трезубец, 14 — Берга, 15 — Колокол, 16 — Тяти, 17 — Менделеева, 18 — Головинна. По вулканам 1—3 и 16—18 анализировались коллекции авторов, по остальным — коллекции Г. Б. Флерова и К. Н. Рудича.

Общая мощность разреза мезокайнозойских образований составляет 2500 — 3000 м. Отложения более молодого возраста здесь практически отсутствуют [Геология СССР, 1964; Пискунов и др., 1976]. Нижняя часть разреза сложена преимущественно грубообломочными вулканическими брекчиями, в меньшей степени вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, гравелитами с горизонтами шаровых лав. Средняя часть — флишеподобная толща вулканомиктовых терригенных пород с sillами щелочных базальтов. Наконец, верхняя часть разреза — эффузивно-пирокластическая. Состав вулканических пород всех частей разреза, равно как и обломков в терригенных фациях, отвечает в основном базальтам и андезито-базальтам. В терригенных породах средней части разреза отмечаются также обломки интрузивных и метаморфических пород. Вулканогенно-осадочные отложения прорываются интрузиями габброидов (преимущественно оливинные габбро и габбро-нориты) послемелового возраста. Многие лавы и интрузии габбро относятся к нормальной известково-щелочной серии пород, тогда как пластовые тела (и некоторые лавы средней части разреза) — к серии щелочных оливинных базальтов [Федорченко, Родионова, 1975; Пискунов и др., 1976].

Внутренняя (Большая Курильская) дуга протягивается в виде цепи островов на расстоянии около 1200 км от Восточного Хоккайдо на юге до Камчатки на севере (см. рис. 1). Глубокими проливами Буссоль и Крузенштерна дуга делится на три звена: северное (о-ва Шумшу, Парамушир, Онекотан, Матуа и более мелкие), центральное (о-ва Ушишир, Кетой, Симушир и др.) и южное (о-ва Уруп, Итуруп, Кунашир). Далее будет показано, что эти звенья отличаются и по типу земной коры. Г. С. Горшков (1967) выделил в пределах Большой Курильской гряды две зоны: восточную и западную. Западная зона прослеживается в виде островов только на севере (о-ва Алаид, Ширинки, Маканруши, Чиринкотан), на остальной части дуги она представлена подводными вулканами.

На островах Большой Курильской гряды развиты лишь четвертичные и неогеновые образования. Мощность неогеновых отложений достигает 7000 м, причем вулканические продукты (с учетом перебитого пирокластического материала) составляют до 80% разреза [Эрлих, 1973]. Осадконакопление происходило в условиях сравнительно мелководного бассейна. Неогеновые отложения подразделяются на четыре литолого-стратиграфических комплекса (в порядке омоложения): зеленотуфовый, вулканогенно-флишеидный, пемзозидный и базальтоидный [Пискунов и др., 1976]. Если отложения первого и особенно последнего комплексов известны почти на всех островах Большой Курильской гряды, то отложения второго и третьего комплексов в пределах центральной части Большой гряды не установлены. Состав вулканических пород зеленотуфового комплекса весьма разнообразен — от базальтов до липаритов, хотя обычно преобладают породы среднего состава. В вулканогенно-флишеидном комплексе среди терригенных пород наряду с туфами кислого состава встречаются прослои базальтовых лав, лавобрекчий и туфов. В составе вулканических пород пемзозидного комплекса примерно в равных количествах присутствуют туфы андезитов, дацитов и липаритов. Наконец, вулканические породы базальтоидного комплекса представлены лавами и туфами однообразного андезито-базальтового состава [Федорченко, Родионова, 1975].

Интрузивные образования приурочены к зеленотуфовому комплексу и известны на многих крупных островах. Интрузии имеют гипабиссальный или субвулканический облик и представляют собой сложные полифациальные и полифазные образования. На южном фланге дуги (о. Кунашир) в их составе преобладают плагιοграниты, в центре (о. Уруп) диориты и кварцевые диориты и в северной части дуги (о. Парамушир) габбро и диориты [Пискунов и др., 1976].

По особенностям химического состава неогеновые магматические породы Большой Курильской дуги относятся к типичной островодужной

ассоциации и близки к развитым здесь четвертичным вулканитам.

Пояс четвертичных вулканов протягивается вдоль всей Большой Курильской гряды и насчитывает 68 наземных вулканов (из них 35 действующих) и примерно столько же подводных [Пискунов и др., 1976]. Линейная и площадная плотность вулканов для северного, центрального и южного участков Большой гряды практически постоянна, что указывает на относительную равномерность четвертичных вулканических процессов на протяжении всей дуги [Пискунов и др., 1976]. Вулканические продукты представлены широким рядом пород от базальтов до липаритов, хотя преобладающим типом пород (около 60—70% от общего объема) являются андезито-базальты, а наиболее кислые разновидности — липарито-дациты и липариты — весьма редки и известны только на Южных Курилах. В целом продукты четвертичного вулканизма Курил могут быть отнесены к андезитовой (или, точнее, базальт-андезитовой) формации [Горшков, 1967; Эрлих, 1973; Пискунов и др., 1976]. В распределении четвертичных вулканов устанавливается довольно отчетливая поперечная зональность. В восточной зоне Большой гряды широко развиты андезитовые стратовулканы с многочисленными латеральными экструзивными куполами и кальдерные вулканы типа Кракатау, поставляющие на поверхность большие объемы кислого (преимущественно андезито-дацитового и дацитового) материала в виде пемз, игнимбритов и экструзий. Для западной зоны Большой гряды характерны андезитовые и базальтовые бескальдерные стратовулканы [Эрлих, 1973]. Г. С. Горшков (1967) отмечал, что андезиты вулканов западной зоны в отличие от восточной нередко содержат во вкрапленниках амфибол. Для ряда островов, расположенных в разных звеньях дуги, наблюдается бимодальное распределение вулканитов по содержанию SiO_2 с максимумами в области андезито-базальтовых и дацитовых составов (например, о. Кунашир в южном звене, Симушир — в центральном, Онекотан — в северном), что было ранее отмечено Э. Н. Эрлихом (1973). По данным этого автора, наиболее мощные вспышки кислого вулканизма приходится на середину верхнего плейстоцена (около 40 тыс. лет) и первую половину голоцена (7500—9500 лет). На основании изучения петрохимических особенностей пород Г. С. Горшков (1967) пришел к выводу, что вулканиты западной зоны Большой гряды характеризуются несколько повышенной щелочностью по сравнению с вулканитами восточной зоны.

Южно-Охотская глубоководная впадина (или Курильская котловина) протягивается вдоль северо-западного подножия подводного хребта, вершины которого выражены на поверхности моря в виде Большой Курильской дуги. Наиболее широкая часть впадины находится на широте южного звена Большой гряды, на север впадина сужается, переходя на широте северного звена в узкий прогиб Атласова. Высота уступа континентального склона при переходе к впадине 3000 м, а наибольшая крутизна склонов 8—10°. Углы наклона на склонах вулканических построек Курильского подводного хребта достигают 20—25° [Гнибиденко, Туезов, 1976]. Дно впадины располагается на глубинах более 3200 м. Осадконакопление на дне впадины некомпенсированное и происходит за счет турбидитных потоков и вулканогенного материала. На юго-восточном склоне Южно-Охотской впадины известно довольно много подводных вулканов [Пискунов и др., 1976].

Строение земной коры Курильского участка дуги, согласно данным геофизических исследований [Косминская и др., 1963; Марков и др., 1967], неоднородно. Мощность коры изменяется от 8—10 до 30—35 км. Наиболее мощная кора (несколько более 30 км) наблюдается в районе Северных Курил (о-ва Шумшу и Парамушир), минимальная (около 10 км) в районе Центральных Курил и Южно-Охотской впадины. На участке Южных Курил (о-ва Кунашир, Итуруп, а также Малая Курильская дуга) мощность коры около 20 км. Таким образом на флангах дуги земная кора близка по мощности к континентальной.

а в центре — к океанической. Мощность «кристаллической» части коры варьирует от 8—10 до 25 км. По своим физическим свойствам она соответствует так называемому «базальтовому» слою. Типичный «гранитный» слой на рассматриваемом участке дуги, по-видимому, отсутствует [Марков и др., 1967]. Этот вывод подтверждается также при изучении ксенолитов глубинных пород, выносимых на поверхность четвертичными лавами. На всем протяжении дуги, кроме самой северной части, в составе ксенолитов отсутствуют породы гранитно-метаморфического слоя. Лишь на о. Парамушир известны ксенолиты гранито-гнейсов и плагиоклаз-гиперстеновых кристаллических сланцев, что, учитывая мощность земной коры на этом участке, дает основание предполагать наличие здесь «гранитного» слоя [Федорченко, Родионова, 1975; Пискунов и др., 1976].

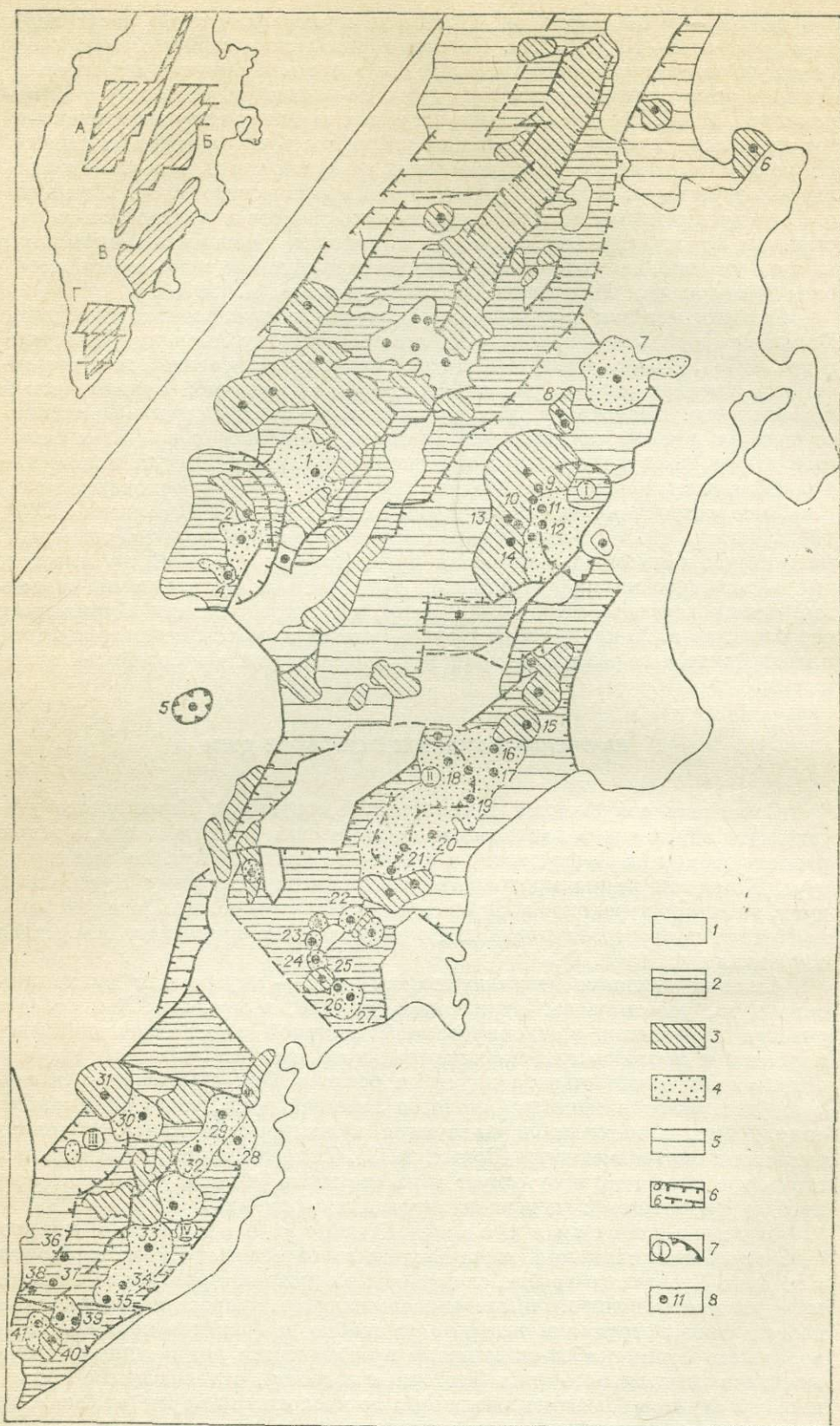
Отметим, что наиболее древние комплексы, обнажающиеся в пределах Большой Курильской гряды, относятся к нижнему миоцену [Пискунов и др., 1976]. С этого момента в течение почти всего неогенового и четвертичного времени данный район был ареной интенсивной вулканической деятельности. Несмотря на угловое несогласие между средне-верхнеплиоценовыми и четвертичными отложениями, описанное в пределах Большой гряды, пояс четвертичных вулканов отчетливо наследует положение вулканических зон неогена [Эрлих, 1973]. Все это дает основание полагать, что островная дуга заложилась здесь в неогене [Геология СССР, 1964; Леглер, 1977]. Относительно состава и возраста пород фундамента, на котором заложилась островная дуга, прямых указаний не имеется, кроме того, что на малокурильской дуге выходят вулканогенно-осадочные толщи верхнего мела — палеогена, а на продолжении Курильских структур, на о. Хоккайдо и на п-ове Камчатка известны метаморфические палеозойские и в разной степени метаморфизованные мезозойские отложения.

КАМЧАТСКИЙ УЧАСТОК ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Сложность современной тектонической структуры Камчатского участка дуги обусловлена длительным геологическим развитием его, а также расположением на стыке различных тектонических систем. На юге структуры Камчатки прямо продолжают тектоническую систему Курильской дуги, на севере переходят в Корякскую складчатую область, а к центральной части полуострова почти под прямым углом примыкает Алеутская островная дуга (рис. 2).

Система внешняя невулканическая дуга — внутренняя вулканическая дуга, развитая на Курильском участке, в пределах Камчатского участка заменяется эшелонированной системой горст-антиклинальных поднятий и прогибов грабен-синклинального типа, проявленных на фоне общего геоантиклинального поднятия региона. При этом горст-антиклинали выступают в качестве аналогов внешней дуги, тогда как грабен-синклинали, в которых локализуются вулканические пояса, являются аналогами внутренней дуги [Эрлих, 1973]. Тыловой прогиб в современной структуре Камчатки отсутствует и на его месте (к западу от Срединного хребта) расположена пенецпленнизированная равнина.

Вулканическая зона Южной Камчатки приурочена к грабенсинклинали Южной Камчатки и отделена от океана горстантиклиналью Берегового хребта, сложенного в основном терригенными толщами верхне-олигоценного и миоценового возраста, прорванными в ряде мест неогеновыми интрузиями пестрого (от габбро до гранитов) состава. Вдоль восточного борта грабен-синклинали протягивается ряд крупных стратовулканов центрального типа (восточная подзона), отличающихся в большинстве случаев развитием различных по кислотности пород (от базальтов до дацитов и липаритов), проявлением кальдер и воронок взрыва. Это



(с юго-запада на северо-восток) стратовулкан Камбальный, вулканотектоническая депрессия Курильского озера, с которой связаны выбросы большого объема кислой пирокластики, стратовулканы Ильинский и Желтовский, кальдера Призрак, вулкан Ксудач с кальдерой Штюбеля, стратовулканы Ходутка, Асача, Мутновский и Вилочинский (см. рис. 2). В тыловой части этого ряда вулканов (центральная подзона) широко проявлен трещинный и ареальный базальтовый вулканизм (плато Толмачева дола и грабен р. Саван). На севере подзоны расположены крупный кальдерный вулкан Горелый, на юге — экстррузивно-эффузивный хр. Дикий Гребень, сложенный породами среднего и кислого состава, Паужетская депрессия, с которой связано образование кислых пемз и игнимбритов, и вулканический хр. Кошелевский. На крайнем западе зоны (западная подзона) располагаются крупные преимущественно базальтовые щитовые и щитообразные бескальдерные вулканы Большая и Малая Ипелька, Иголки, Явинский [Влодавец, Пийп, 1957]. С юга и севера вулканическая зона Южной Камчатки отделена от смежных структур крупными тектоническими нарушениями северо-западного простирания, вдоль которых располагаются северо-западные ряды вулканов. На юге это Камбально-Кошелевский ряд вулканов, на севере — вулкан Вилочинский, кальдерные вулканы Горелый и Опала и щитовой вулкан Большая Ипелька (см. рис. 2).

Вулканическая зона Восточной Камчатки располагается между горст-антиклиналями полуостровов Восточного побережья Камчатки (Шишунского и Кроноцкого) и Восточного хребта. Горст-антиклиналь восточных полуостровов, играющая по отношению к вулканической зоне роль внешней дуги, сложена дислоцированными толщами верхнего мела — палеоцена *, к которым с запада примыкают блоки, сложенные неогеновыми вулканогенно-осадочными толщами. К меловым толщам приурочены интрузии габбро и альпинотипных гипербазитов.

По особенностям тектонического строения, типу и пространственной локализации вулканов в пределах зоны выделяются три участка: южный — Авачинско-Жупановский, центральный — Карымско-Семячинский и северный — Кроноцко-Гамченский [Эрлих, 1973]. Структура Авачинско-Жупановского участка определяется крупным гравитационным максимумом северо-западного простирания (Нальчевское поднятие). По

* Характеристику этих толщ см. в главе II.

Рис. 2. Схема распространения ассоциаций четвертичных вулканических пород Камчатки [Ермаков и др., 1977].

1 — дислоцированный фундамент; 2 — платоэффузивы и их возрастные аналоги ($N_2^3 - Q_1$); 3 — базальт-андезит-базальтовая ассоциация пород (Q); 4 — дифференцированные по составу базальт-андезит-дацитовые, базальт-андезит-дацит-липаритовые, андезит-липаритовые и другие ассоциации пород (Q); 5 — поля развития рыхлых четвертичных отложений (флювиальные, флювиогляциальные и др.); 6 — разломы установленные (а), предполагаемые (б); 7 — ориентировочные границы вулканотектонических депрессий (I — Хапиченская впадина, II — Узонская впадина, III — Голыгинский прогиб, IV — система меридиональных депрессий Южной Камчатки); 8 — четвертичные вулканы.

Цифрами обозначены вулканы, по которым проанализированы образцы: 1 — Уксичан, 2 — Северо-Ичинского района; 3 — Ичинский; 4 — Черпук, 5 — Хангар, 6 — Начикинский, 7 — Шивелуч, 8 — Харчинский, 9 — Ключевской, 10 — Камень, 11 — Безымянный, 12 — Зимини сопки, 13 — Острый и Плоский Толбачики, 14 — Новые Толбачинские вулканы; 15 — Кроноцкий, 16 — Крашенинникова, 17 — Кихпинич, 18 — Узон, 19 — Большой Семячик, 20 — Малый Семячик, 21 — Карымский, 22 — Дзензур, 23 — Купол, 24 — Ааг и Арик, 25 — Корякский, 26 — Авачинский, 27 — Козельский, 28 — Мутновский, 29 — Горелый, 30 — Опала, 31 — Большая Ипелька, 32 — Асача, 33 — Ксудач, 34 — Желтовский, 35 — Ильинский, 36 — Большие Иголки, 37 — Кошегочек, 38 — Явинский, 39 — Дикий Гребень, 40 — Камбальный, 41 — Кошелевский. 1, 5, 7, 8, 17, 20—29, 36, 39 — анализировались коллекции авторов; 2—4 — авторов и М. Г. Патоки; 14 — авторов и сотрудников Толбачинской экспедиции Института вулканологии (Г. В. Флерова, В. Н. Андреева, В. И. Андреева и др.); 18 — авторов и М. В. Фроловой; 35, 38 — авторов, Н. В. Огородова и В. Д. Пампуры; 6 — Ю. М. Стефанова; 9 — В. А. Абрамова и В. Н. Андреева; 10—13 — В. А. Ермакова; 15 — М. В. Фроловой; 16, 33 — Ю. М. Дубика; 30—34, 40, 41 — Н. В. Огородова, Н. Н. Кожемяки, Н. Е. Литасова, А. А. Вакеевской и В. Д. Пампуры. На врезке показано положение вулканических зон: А — Срединный хребет, Б — Центральная Камчатская депрессия, В — Восточная Камчатка, Г — Южная Камчатка.

бортам поднятия располагаются два северо-западных ряда вулканов: на южном — Авачинский (вулканы Козельский, Авачинский, Корякский, Ааг и Арик), на северном — Жупановский (вулканы Жупановский, Тетяева, Юрьевский, Дзензур). На западном обрамлении структуры расположены вулканы Купол и Вершинский. В составе пород преобладают андезиты и андезито-базальты, хотя отмечается широкое развитие базальтов (Корякский) или, напротив, кислых пород — дацитов (Ааг и Арик) или липаритов (Купол). В тыловой части этого участка вулканической зоны к северо-западу от Авачинско-Жупановской группы вулканов в узких грабенах того же северо-западного простирания локализируются многочисленные мелкие по масштабам проявления базальтового вулканизма и два базальт-андезитовых вулкана центрального типа — Бакенинг и Заварицкого.

Главная особенность структуры Центрального участка зоны — наличие серии крупных вулcano-тектонических депрессий, с которыми связаны огромные поля кислых пирокластических пород [Эрлих, 1973]. Здесь в направлении с юго-запада на северо-восток располагаются Жупановская, Семьячинская, Узон-Гейзерная кольцевые структуры и крупная кальдера вулкана Крашенинникова. Кольцевые структуры приурочены к крупным щитообразным поднятиям сводового типа, сложенным в основном базальтами и андезито-базальтами. Характерно телескопическое строение кольцевых структур. Так, в пределах Жупановской кольцевой структуры диаметром 50—60 км располагается Карымская кольцевая структура 20 км в поперечнике, а в пределах последней — кальдеры Академии наук, вулканов Карымского и Малого Семьячика диаметром 7—10 км [Эрлих, 1973]. В северной части центрального участка располагается несколько довольно крупных вулканов, приуроченных к трещинам западно-северо-западного простирания (Кихпинич, Таунищ, Унана), а также линейные зоны базальтовых шлаковых конусов, связанные с трещинами северо-восточного простирания.

Северный (Кроноцко-Гамченский) участок зоны ограничен от центрального крупным разломом северо-западного простирания, протягивающимся вдоль р. Кроноцкой [Эрлих, 1973]. На этом участке зоны развиты щитообразные вулканы и стратовулканы, сложенные в основном базальтами и андезито-базальтами. От расположенного в южной части северного участка зоны очень крупного стратовулкана Кроноцкого на северо-восток протягиваются две цепочки вулканов: западная — Конради, Июльг, Сокол — и восточная — Шмидта, Гамчен, Комарова, Колхозный, Гаврилова, Богачевский, Пийпа, гора Конечная. Плиоцен-нижнечетвертичные вулканические плато, на которых располагаются перечисленные вулканы, в северной части зоны протягиваются на северо-запад вплоть до Центральной Камчатской депрессии. Вблизи границы с депрессией в Щапинском грабене располагается действующий вулкан Кизимен. Отдельные мелкие шлаковые конуса и потоки базальтов, непосредственно наложенные на породы складчатого фундамента, прослеживаются на северо-востоке по всему побережью до Камчатского залива.

Вулканическая зона Центральной Камчатской депрессии отделена от вулканической зоны Восточной Камчатки горст-антиклиналью Восточного хребта. Последняя состоит из разнородных по геологическому строению блоков, отвечающих хребтам Ганальскому, Валагинскому, Тумрок и Кумроч [Эрлих, 1973]. В пределах этих блоков развиты как метаморфические комплексы преимущественно амфиболитового и зеленосланцевого составов условно палеозойского возраста (Ганальский хребет), так и вулканогенно-кремнистые и терригенные толщи верхнемелового-раннепалеогенового возраста (хребты Валагинский, Тумрок и Кумроч) и плиоцен-нижнечетвертичные вулканиты (хр. Тумрок). Среди метаморфических пород отмечаются интрузии габ-

броидов, среди меловых — гипербазитов и реже более молодые (неогеновые) интрузии диоритов и гранодиоритов.

Большая часть проявлений четвертичного вулканизма, связанная со структурой депрессии, приурочена к центральной части ее. Здесь расположена широко известная Ключевская группа вулканов [Влодавец, Пийп, 1957]: Ключевской, Камень, Плоские сопки, Безымянный, Острый и Плоский Толбачики, Большая и Малая Удины, Зимины сопки, Кинчокла. Севернее их (к северу от р. Камчатка) находятся два небольших вулкана: Харчинский и Заречный, а также очень крупный вулканический массив Шивелуч (см. рис. 2). Отметим, что вулканы, располагающиеся в восточной части группы (Безымянный, Удины и Зимины сопки, а также Шивелуч), сложены породами базальт-дацитово-гранитной формации, а расположенные в западной части ее (Ключевской, Камень, Плоские сопки, Толбачинские сопки, а также Кинчокла, Харчинский и Заречный) — породами базальт-андезито-базальтовой формации [Ермаков, 1977]. Здесь же, в пределах западной части группы, выделяются три голоценовые региональные зоны базальтовых шлаковых конусов — вулканов Плоский Толбачик, Харчинский и Плоский, вытянутых, в общем, в северо-восточном направлении и пересекающих соответствующие вулканы.

Еще одна протяженная зона базальтовых шлаковых конусов располагается в месте сочленения депрессии с Козыревско-Быстринской системой сводов у западного борта депрессии. Многочисленные базальтовые шлаковые конусы побочного типа известны у подножия Ключевской сопки. Вблизи же андезитовых вулканов (Безымянного, Удиных сопки, Шивелуча) отмечены ареалы развития андезитовых экструзий.

Вулканическая зона Срединного хребта отграничена от Центральной Камчатской депрессии Козыревско-Быстринской системой поднятий. Поднятия сложены в основном миоцен-плиоценовыми вулканическими толщами, среди которых располагаются близкие им по возрасту интрузии габбро-гранодиоритового состава. Западная граница зоны следует вдоль восточной границы Тигильско-Палаанской системы поднятий, северная и южная тяготеют к крупным долгоживущим разломам северо-западного простирания. Северный разлом проходит в районе р. Хайлюля и отделяет Центрально-Камчатский блок от Северо-Камчатско-Олюторского. Южный разлом (в районе р. Ича) ограничивает Малкинский свод метаморфических пород. К северу от этого разлома метаморфические породы резко погружаются под вулканогенно-осадочные толщи третичного и четвертичного возраста [Эрлих, 1973].

В пределах вулканической зоны Срединного хребта, имеющей, согласно Э. Н. Эрлиху (1973), мозаичное строение, выделяются крупные щитовые и конусообразные базальтовые и андезито-базальтовые вулканы нижне-среднечетвертичного и голоценового возраста. Из числа же долгоживущих вулканических построек, пожалуй, можно назвать только две: Ичинский вулкан — крупнейший вулканический центр зоны и один из крупнейших на Камчатке центров кислого вулканизма, расположенный в южной части зоны, и вулканический массив Алней-Чашаконджа (в центральной части зоны). Нижне-среднечетвертичные вулканы дают два ряда — западный (Большой, Кекукнайский, Малая и Большая Кетепана и др.) и восточный (Очтамо, Уксичан и т. д.). Голоценовые щитовые вулканы расположены исключительно вдоль восточного ряда. Здесь же широко проявлены голоценовые ареальные зоны шлаковых конусов, сложенные в основном базальтами и андезито-базальтами. Н. В. Огородов и др. (1972), проводившие изучение четвертичного вулканизма Срединного хребта, выделяют несколько районов развития ареального вулканизма: Южный (Ичинский), Анаунский, Седанкинский, Северный.

На юге пояса расположена очень крупная кольцевая структура — Ичинская, по Э. Н. Эрлиху (1973), или Паялпанская, по М. Г. Патоке и В. С. Успенскому (1977), в пределах которой последними авторами уста-

Параметры вулканических зон Камчатки

| Вулканическая зона | Протяженность и ширина зоны, км | Площадь вулканиитов, тыс. км ² | Объем вулканиитов, км ³ | Примечание |
|----------------------------------|---------------------------------|---|------------------------------------|--|
| Срединный хребет | $\frac{320-450}{6-110}$ | 18-19 | 5000 | Средних и кислых пород 150 км ³ |
| Центральная Камчатская депрессия | $\frac{350}{5-100}$ | ~10 | 5500 | Средних пород около 1000 км ³ |
| Восточная Камчатка | $\frac{270}{15-70}$ | ~14 | 5200-5300 | Средних и кислых пород около 850 км ³ |
| Южная Камчатка | $\frac{155}{5-80}$ | ~10 | 1800 | Средних и кислых пород 200 км ³ |

Примечание. В числителе — протяженность, в знаменателе — ширина зон.

новлено проявление кислых щелочных пород ряда трахит — латит — щелочной липарит. Как правило, кислые щелочные породы проявляются на заключительных этапах формирования плиоцен-четвертичных и нижне-среднечетвертичных щитовых вулканов в виде экструзий и пластовых тел. Сходные по химизму породы описаны Н. В. Огородовым и др. (1972) в постройке вулкана Уксичан.

Еще южнее Ичинской вулкано-тектонической депрессии, уже вне пределов грабен-синклинали Срединного хребта, в области развития метаморфических пород Малкинского свода прямо на гнейсовом куполе располагается кальдерный вулкан Хангар — крупный центр кислого вулканизма.

В настоящее время вулканическая деятельность в пределах зоны практически прекратилась. И хотя здесь широко развиты голоценовые шлаковые конусы, только один вулкан (Ичинский) относится к действующим [Влодавец, Пийп, 1957].

Ассоциации вулканических пород. На Камчатке насчитывается около 270 крупных четвертичных вулканов, в том числе 28 действующих. Кроме того, известно более 2000 шлаковых и лавовых конусов, развитых в областях проявления ареального вулканизма. Площади распространения и объемы четвертичных вулканиитов в различных вулканических зонах приведены в табл. 1, заимствованной из работы В. А. Ермакова и др. (1977).

Состав вулканиитов изменяется от базальтов до липаритов при вариациях в содержании SiO_2 от 45 до 75%, однако в общем объеме пород преобладают базальты и основные андезито-базальты ($\text{SiO}_2 = 50-54\%$), а количество более кислых разновидностей постепенно убывает с ростом кислотности пород [Петрохимия..., 1966] (см. табл. 1; рис. 3). В конкретных ассоциациях вулканических пород, проявляющихся в пределах отдель-

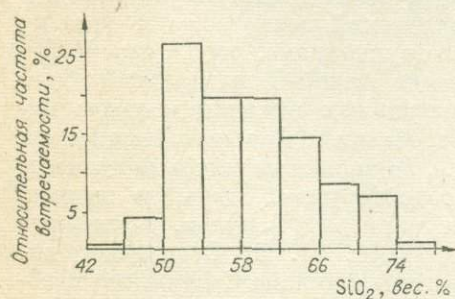


Рис. 3. Распределение содержаний кремнезема в четвертичных лавах Камчатки (всего 938 анализов).

ных вулканов или групп вулканических построек, относительная роль пород разного состава может быть весьма различной (рис. 4). По преобладающим типам пород могут быть выделены следующие ассоциации вулка-



Рис. 4. Типы ассоциаций четвертичных лав Камчатки [Во-
лынец, Колосков, 1976].

I — базальт-андезито-базальтовая ассоциация: а' — Q_3-4 ареальные лавы Срединного хребта (21 анализ), б — Ключевской вулкан (40 анализов), а — вулкан Плоский Толбачик (29 анализов); II — базальт-дацитовая (базальт-липаритовая ассоциация: а — вулканы Зимина и Удина (45 анализов), б — кальдерные вулканы Восточной и Южной Камчатки — Малый Семьячик, Горелый, Мутновский, Ксудач (65 анализов); III — андезитовая ассоциация: а — вулканы Ааг и Арик (21 анализ), б — вулкан Безымянный (41 анализ); IV — андезит-липаритовая ассоциация, вулканы Купол и Даензур (54 анализа); V — дацитовая ассоциация, вулканы Хангар и Ичинский (90 анализов).

нитов *: базальт-андезито-базальтовая, базальт-андезито-дацитовая, базальт-андезит-дацит-липаритовая, андезитовая, андезит-липаритовая, дацитовая (см. рис. 4). Таким образом, средние и кислые породы могут проявляться как в тесной связи с базальтами, так и без видимой связи с ними. Положение ассоциаций вулканических пород, содержащих и не содержащих кислые разновидности, дифференцированных и недифференцированных по В. А. Ермакову с соавторами (1977), показано на схеме, взятой из работы этих авторов (см. рис. 2).

Необходимо подчеркнуть, что разные ассоциации пород могут проявляться совместно на смежных территориях, указывая тем самым на одновременное существование магматических расплавов разного состава. Так, в пределах Ключевской группы вулканов расположены действующие вулканы базальт-андезито-базальтовой (Ключевской, Плоский Толбачик) и андезитовой (Безымянный, Шивелуч) ассоциаций. В Узон-Семьячинском районе в течение почти всего четвертичного времени параллельно проявлялись продукты кислого и основного вулканизма [Аверьев и др., 1971]. Более того, судя по наличию смешанных лав, сосуществование магматических расплавов в недрах конкретных вулканических построек было нередким явлением и при образовании пород одной какой-либо ассоциации, например, андезит-липаритовой ассоциации вулкана Купол [Волынец, 1973].

Однако в основном ассоциации вулканитов, содержащие и не содержащие кислые разновидности, закономерно чередуются в течение четвертичного времени. Максимальное проявление базальт-андезито-базальтовой ассоциации приходится на нижний — средний плейстоцен и голоцен, а ассоциаций, содержащих кислые породы — на средний — верхний плейстоцен [Эрлих, 1973]. Базальт-андезито-базальтовая ассоциация пород

* Для отдельных типов пород здесь и далее в тексте приняты следующие границы по содержанию SiO_2 : базальты < 53, андезито-дациты — 53—57, андезиты — 57—61, андезито-дациты — 61—63,5, дациты — 63,5—70, липариты > 70%.

характерна для продуктов ареальных извержений, щитовых и щитообразных вулканов и некоторых крупных голоценовых стратовулканов (типа Ключевской и Кроночской сопки). Вулканизм этого типа отчетливо контролируется протяженными трещинными зонами разломов. Ассоциации пород, содержащие кислые разности, как правило, парагенетически связаны с отрицательными структурами типа вулканотектонических депрессий и кальдер.

История развития островной дуги в пределах Камчатского региона, согласно данным многочисленной группы исследователей, занимавшихся изучением кайнозойского магматизма и тектоники Камчатки, начинается еще в неогене, точнее, — в конце палеогена [Геология СССР, 1964; Фаворская и др., 1965; Святловский, 1967; Апрельков, 1972; Эрлих, 1973; Камчатка, Курильские и Командорские острова, 1974; Леглер, 1977, и др.]. Фундаментом для островной дуги послужили главным образом вулканические, вулканогенно-кремнистые и терригенные породы верхнемелового — раннепалеогенового возраста, сложно дислоцированные, содержащие интрузии гипербазитов и габброидов. Частично же дуга заложилась, по-видимому, на более древнем (палеозойском?) метаморфическом фундаменте. Структура Камчатки в неогеновое время обладала всеми признаками тектонической зональности, характерной для современных островных дуг [Эрлих, 1973]. Роль современного желоба играл в неогеновое время Восточно-Камчатский прогиб, система горст-антиклинальных поднятий Восточных хребтов соответствовала внешней невулканической дуге, район Центральной Камчатской депрессии — внутридуговому прогибу, а Центрально-Камчатская вулканическая зона — вулканическому поясу внутренней дуги. Роль окраинного моря в неогене выполнял Западно-Камчатский прогиб — зона западнее Срединного хребта, где неогеновый вулканизм проявлен слабо [Апрельков, 1972; Эрлих, 1973; Леглер, 1977; и др.]. Резкая перестройка структуры и усложнение тектонического строения полуострова произошли в плиоцен-четвертичное время [Святловский, 1967; Эрлих, 1973]. По мнению В. А. Леглера (1977), кроме плиоцен-четвертичной тектонической перестройки, еще одна перестройка структуры произошла в конце олигоцена. Она была связана с образованием Алеутской дуги. В результате их на Камчатке в отличие от Курил выделяются три вулканических пояса.

Четвертичные вулканические пояса частично наследуют положение неогенового вулканического пояса (Южная Камчатка, Срединный хребет), а частично накладываются на смежные структуры неогеновой островной дуги [Эрлих, 1973]: вулканический пояс Восточной Камчатки — на Восточно-Камчатский неогеновый прогиб и геоантиклиналь внешней дуги, Ключевская группа вулканов — на междугубой прогиб, часть вулканического пояса Срединного хребта — на тыловой прогиб. Горст-антиклинальные зоны также образуются за счет консолидации разнородных геологических структур, включающих [Эрлих, 1973] участки, претерпевшие обычную для внешних зон островных дуг эволюцию и сложенные преимущественно мел-палеогеновыми вулканическими породами; участки бывшего неогенового вулканического пояса, вулканизм в которых прекратился в конце плиоцена, и участок Срединного массива метаморфических пород, являющийся реликтом платформенной структуры [Геология СССР, 1964].

Попытка интерпретировать неогеновую и современную структуру Камчатки с точки зрения теории тектоники плит была предпринята недавно В. А. Леглером (1977). Его представления о современной тектонической структуре Камчатки и истории развития Камчатского участка дуги в кайнозой показаны на рис. 5, 6, заимствованных из его работы. По его мнению, Курило-Камчатская дуга заложилась около 40 млн. лет назад и состояла из двух участков: южного, располагавшегося на месте современной Курильской дуги и протягивающегося вдоль Южной Камчатки до

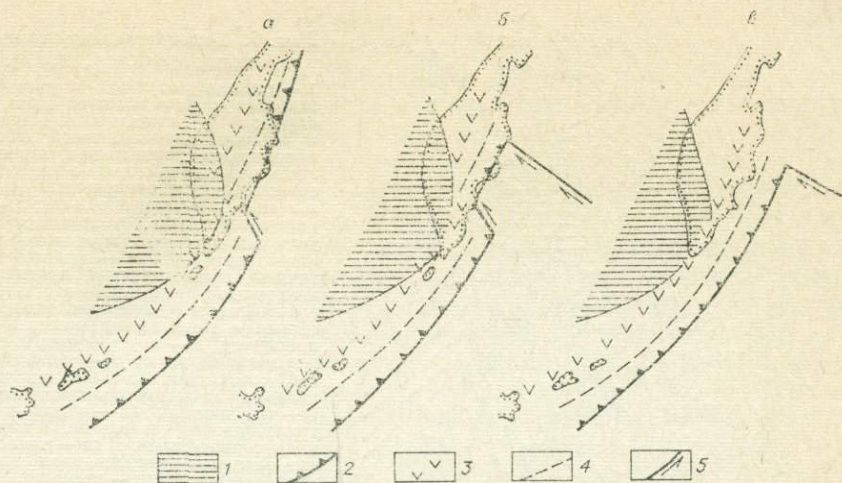


Рис. 5. Схема расположения островных дуг Камчатки в кайнозое [Леглер, 1977].

а — олигоценное, б — миоценовое, в — плицен-четвертичное время. 1 — область распространения докайнозойской континентальной коры; 2 — оси желобов; 3 — оси вулканических поясов; 4 — оси положительных гравитационных аномалий; 5 — трансформные разломы.

широты Шипунского полуострова, и северного, смещенного относительно южного по левосдвиговому трансформному разлому на 150 км к западу и проходившему вдоль Центральной и Северной Камчатки на территорию Корякской складчатой области. В конце олигоцена в связи с возникновением Алеутской дуги и трансформного правосдвигового разлома в месте сочленения ее с Камчаткой северный участок дуги (до широты Усть-Камчатского полуострова) отмирает. Однако возникшая конфигурация северного участка дуги является энергетически невыгодной и в конце верхнего миоцена происходит новая перестройка структуры, в результате чего формируется единая Курило-Камчатская дуга в ее современном виде (см. рис. 6).

Согласно представлениям В. А. Леглера, вулканизм является значительно более инерционным процессом по сравнению с тектоническим, и время проявления вулканизма неизбежно запаздывает по отношению ко времени тектонических перестроек на 5—9 млн. лет. Именно этой причиной обусловлено существование четвертичного вулканического пояса Срединного хребта, развивавшегося вплоть до позднего голоцена. Возникшая в конце неогена новая островная дуга оказалась не вполне параллельной старой. В результате северная часть активного вулканического пояса под острым углом пересекает Восточный хребет и Центральную Камчатскую депрессию. По В. А. Леглеру, вулканическая зона Центральной Камчатской депрессии является не самостоятельным вулканическим поясом, а только северным участком единого четвертичного Курило-Камчатского вулканического пояса. Сходные соображения о тектоническом положении вулканической зоны Центральной Камчатской депрессии были высказаны ранее Г. М. Власовым и А. Е. Святловским [Геология СССР, 1964].

Строение земной коры Камчатки. Согласно данным геофизических исследований, земная кора Камчатского региона принадлежит к континентальному типу. Однако имеющиеся интерпретации данных гравиметрии и ГСЗ относительно изменения мощности земной коры в пределах региона неоднозначны. По гравиметрическим данным наблюдается «... общее уменьшение мощности коры к востоку и юго-востоку до 20—

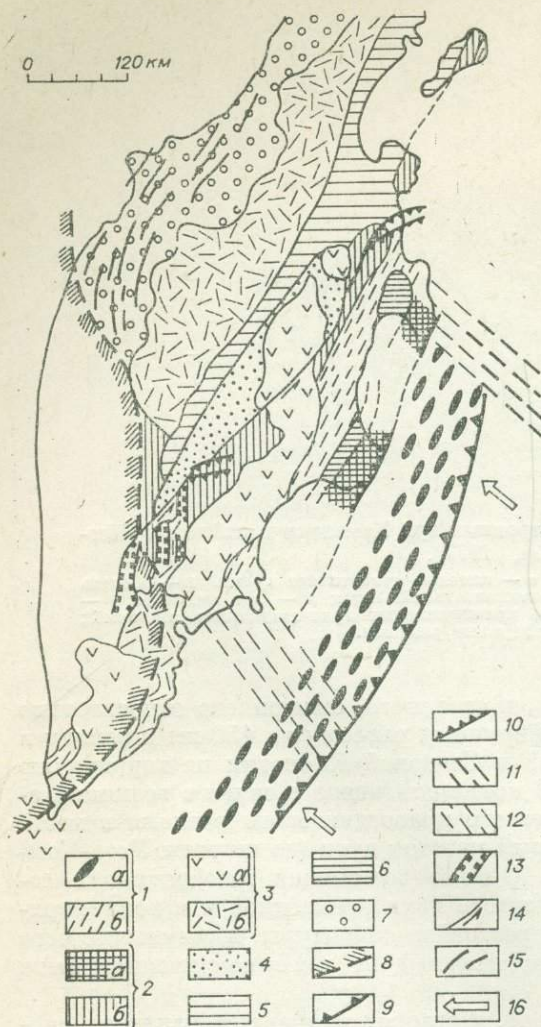


Рис. 6. Тектоническая схема Камчатки [Леглер, 1977].

1 — дислоцированные осадки фронтального склона внешней дуги, относящиеся к современной дуге (а) и к олигоцен-миоценовой (б); 2 — офиолитовые комплексы вершинной зоны и тылового склона внешней дуги, относящиеся к современной дуге (а) и к олигоцен-миоценовой (б); 3 — вулканические пояса, относящиеся к современной дуге (а) и к олигоцен-миоценовой (б); 4 — плиоцен-четвертичный изостатический прогиб; 5 — внутридуговой прогиб олигоцен-миоценовой дуги (в северном секторе объединен с миоценовым изостатическим прогибом); 6 — внутридуговой прогиб современной дуги; 7 — тыловой прогиб олигоцен-миоценовой дуги; 8 — граница континентального массива; 9 — ось желоба; 10 — надвиги; 11 — трансформные разломы, активные в настоящее время; 12 — трансформные разломы, движения вдоль которых прекратились; 13 — грабени; 14 — сдвиги; 15 — оси складок в зоне тылового прогиба; 16 — направление относительного движения плит.

15 км (вдоль восточного побережья полуострова) и к западу — до 30 км (вдоль западного побережья полуострова) от области Срединного хребта, где мощность коры достигает 40 км» [Балеста и др., 1977]. Вместе с тем рассмотрение данных ГСЗ «... не дает оснований говорить об общем утонении земной коры по направлению к океану. Наблюдаются широкие и закономерные колебания мощности и состава коры в пределах различного типа структур» [Аносов и др., 1977].

По данным ГСЗ [Аносов и др., 1977], в пределах Камчатки выделено 4 типа земной коры, различающихся по мощности и строению. Максимальная (до 20—22 км) мощность «гранитного» слоя и минимальная (6—8 км) «базальтового» фиксируется в районе Ганальского выступа метаморфических пород, южного замыкания Срединного хребта и Начикинской зоны. В остальных типах земной коры мощность «гранитного» слоя постепенно уменьшается (до 16 км в районе Козыревского хребта, 12—13 км под Ключевской группой вулканов и 6 км под Авачинской группой) за счет увеличения мощности «базальтового» слоя. При этом в пределах вулканических зон раздел Мохоровичича не выражен в виде единой границы. Здесь на границе коры и мантии существует мощная (8—10 км) переходная зона со сложным распределением скоростей. Наличие такой зоны указывает [Балеста и др., 1977; Аносов и др., 1977] на активную переработку низов коры под современными вулканическими поясами, ведущую к возрастанию мощности за счет увеличения «базальтового» слоя.

Геофизические работы показали [Балеста и др., 1977], что положение вулканических поясов не зависит от мощности земной коры, хотя в рельефе мелового и кристаллического фундамента они определенно приурочены к прогибам. Под рядом крупных базальтовых вулканов (Ключевской, Корякский) с помощью методики «просвечивания» обнаружены ано-

мальные зоны «сейсмической тени», интерпретируемые как «магмоводы», связывающие глубинные (мантийные) магматические источники с земной поверхностью [Федотов, Фарберов, 1966; Аносов и др., 1977]. Еще ранее Г. С. Горшков (1956) обнаружил под Ключевским вулканом на глубине 50—70 км зону «сейсмической тени», отождествленную им с магматическим очагом этого вулкана. По той же методике «просвечивания» промежуточные очаги в коре выделены для некоторых андезитовых вулканов: для Безымянного — на глубине 10—20 км [Аносов и др., 1977], для Авачинского — на глубине 3—5 км [Балеста, 1969]. На промежуточном очаге Безымянного вулкана установлена связь с зоной магмовода Ключевского вулкана [Аносов и др., 1977]. Данные гравиметрических исследований в сочетании иногда с материалами ГСЗ и МТЗ позволили выделить в пределах Южной и Восточной Камчатки, Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта несколько крупных изометричных отрицательных аномалий силы тяжести, центры которых располагаются на глубинах 15—20 км (Паужетская, Голыгинская, Авачинская, Узонская, Щапинская, Хапиченская, Хангарская). Эти аномалии обычно интерпретируются как крупные коровые очаги средних — кислых расплавов [Зубин и др., 1969, 1977; Балеста и др., 1977].

Верхняя часть консолидированной земной коры («гранитный» слой) отождествляется при интерпретации данных ГСЗ [Балеста и др., 1977] с метаморфическими породами Ганальского выступа (преимущественно амфиболиты и зеленосланцевые толщи), поскольку сейсмическая граница «гранитного» слоя выходит на поверхность *. Сопоставление экспериментальных данных по скоростям распространения сейсмических волн в образцах пород, характеризующих разные по глубине части земной коры с данными ГСЗ, проведенного в пределах Ключевской группы вулканов, позволяет предполагать [Фарберов и др., 1977], что граница Конрада обусловлена здесь в существенной мере фазовым переходом (от ассоциаций с водосодержащими минералами к ассоциациям с безводными минералами), тогда как граница Мохо имеет химическую природу (ниже ее располагаются породы ультраосновного состава). Разуплотнение верхней мантии, наблюдающееся здесь ниже границы Мохо, может быть связано с частичным плавлением ее либо внедрением магмы [Фарберов и др., 1977].

Отметим, что по данным ряда исследователей, основанным на комплексном изучении сейсмологии, ГСЗ, гравиметрии [Тараканов, Левый, 1967; Федотов, 1966], мантийный клин, заключенный между сейсмофокальной зоной и континентальным основанием дуги, характеризуется пониженными скоростями прохождения продольных волн ($V_p = 7,5—7,8$ км/с на глубинах до 80—100 км), повышенными значениями теплового потока (согласно расчетам [Федотов, 1966], температура на глубинах 80—100 км составляет 1000—1200°C), сильным поглощением поперечных волн и пониженной плотностью вещества (на 0,1—0,2 г/см³). Исследованиями Р. З. Тараканова и Н. В. Левого (1967) установлено, что под Курило-Камчатской дугой существует несколько астеносферных слоев, расположенных на глубинах 60—90, 120—160, 220—330 и 370—430 км.

Несколько другая картина отмечается в области сейсмофокальной зоны. Детальные исследования, выполненные для Восточной Камчатки [Кузин, 1974], показали, что на глубине свыше 60 км зона Беньоффа выступает как область повышенных скоростей продольных волн, несколько повышенной плотности и пониженного теплового потока. Согласно

* Аналогичные зеленосланцевые толщи обнажаются в пределах Хавывенской возвышенности в северной части Центральной Камчатской депрессии. В пределах Срединного массива метаморфических пород развиты кислые гнейсы, мигматиты и кристаллические сланцы. Относительно низкие скорости распространения сейсмических волн в этих толщах могут быть связаны с насыщением их гранитным материалом [Балеста и др., 1977].

по некоторым расчетам, температура в сейсмофокальной зоне до глубины 400—500 км может быть ниже, чем в окружающей мантии на 200—500°C [Toksöz e. a., 1971].

Следует отметить, что приведенные данные о глубинном строении в значительной степени косвенные. Более определенные сведения по этому вопросу можно получить при изучении выходов фундамента и глубинных ксенолитов, выносимых на поверхность расплавами. К обсуждению этих вопросов мы сейчас и переходим.

Глава II

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ФУНДАМЕНТА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В последние годы начато детальное изучение нижних частей геосинклинальных разрезов, в составе которых выделяется специфический комплекс пород меланократового фундамента. В наиболее полном виде такой фундамент обычно представлен в эвгеосинклинальных зонах.

Выясняется, что сходный комплекс пород присутствует и в системе островных дуг [Марков, 1975]. В структурном отношении выходы фундамента приурочены к горстам, основанию шарьяжных пластин или бывают вовлечены в состав серпентинитового меланжа. Не составляет исключения в этом смысле и Курило-Камчатская островная дуга. Здесь в районе горст-антиклинальных поднятий полуостровов и Восточного хребта имеются выходы на поверхность в различной степени метаморфизованных и дислоцированных пород основного и ультраосновного состава *. Нами эти выходы изучались в районах п-ова Камчатский мыс и хр. Кумроч [Пополитов, Волюнец, 1976].

ПОРОДЫ КАМЧАТСКОГО МЫСА

В основании разреза [Марков, 1975; Хотин, 1976] обнажаются оливин-пироксеновые габбро. Им свойственно грубополосчатое ритмичное строение. Нижнюю часть ритмов обычно составляют меланократовые оливковые габбро. В виде линзовидных тел мощностью от 0,1 до 2,5 м здесь присутствуют серпентинизированные дуниты и перидотиты. Оливковые габбро характеризуются гнейсовидной текстурой, метасоматической гнидиобластовой структурой и состоят из полосчато-волокнистой серпентинитовой ткани с реликтами магнезиального оливина (содержание фаялитовой молекулы около 5%), за счет которой метасоматически развиваются битовнит, диаллаг и реже ромбический пироксен. Среднюю часть ритмов составляют более светлые гнейсовидные оливин-пироксеновые и пироксеновые габбро. Серпентинизированный оливин в них сохраняется лишь в виде неправильных реликтов размером 0,5—2 мм. Ритмы заканчиваются лейкократовыми гнейсовидными пироксеновыми габбро. Они характеризуются гранобластовой структурой и состоят в основном из битовнита, среди которого рассеяны идиобласты моноклинного пироксе-

* Следует оговориться, что выходы меланократового фундамента известны лишь на Восточной Камчатке. В южной части Среднего хребта, как уже говорилось, обнажаются кислые метаморфические породы (гнейсы, кристаллические сланцы и т. д.), рассматриваемые некоторыми авторами [Геология СССР, 1964] как выступ Охотской платформы — блок древней континентальной коры. Таким образом, в основании неогеновых и четвертичных дуг Камчатки лежит разнородный в генетическом отношении фундамент.

на. Мощность ритмов колеблется от 2 до 7 м, общая мощность этой части разреза 300—500 м.

Вверх по разрезу породы сменяются тонко- и грубополосчатыми диаллаговыми и подчиненными им оливин-диаллаговыми габбро с согласными, реже секущими телами пегматоидных диаллаговых габбро мощностью до 1—2 м. Эта часть разреза отличается большей лейкократовостью и меньшим количеством реликтов ультраосновных пород. Ее мощность 800—1000 м.

Выше располагаются массивные и пятнистые диаллаговые габбро с обособлениями меланократовых оливиновых габбро. Диаллаговые габбро состоят из таблитчатых кристаллов зонального плагиоклаза (лабрадор — битовнит) и резко ксеноморфного к нему диаллага. Оливиновые габбро отличаются более основным составом плагиоклаза и присутствием идиоморфного оливина (содержание фаялитовой молекулы около 30%). Диаллаговые габбро содержат редкие расплывчатые включения ультраосновных пород мощностью до 2—5 м. Мощность этой части разреза 3000—4000 м.

Выше диаллаговых габбро располагаются массивные и шаровые лавы оливиновых базальтов, чередующиеся с горизонтами мелкообломочных брекчий и тонкослоистых терригенно-кремнистых пород. В нижней части толщи содержатся тектонически разлинзованные тела габброизированных серпентинизированных дунитов и линзовидные выделения амфиболовых габбро. Мощность метазффузиев 800—1000 м.

Габброиды и metabазальты пронизаны большим количеством пластовых тел и даек авгитовых диабазов и базальтов. В нижней части разреза фундамента эти породы образуют систему пластовых тел мощностью от 0,5 до 20 м. Выше мощность пластовых тел увеличивается и они слагают два огромных силла протяженностью 7—10 км каждый. Эти силлы состоят из пластовых тел диабазов и габбро-диабазов, причем контакты отдельных тел друг с другом интрузивные. Подобная картина очень напоминает так называемый «Shited complex», описанный в ряде офиолитовых зон земного шара.

Весь разрез пород фундамента несогласно перекрывается глубоко-водными вулканогенно-туфогенно-кремнистыми отложениями верхнего мела, представленными шаровыми лавами базальтов, железистыми гиа-локластитами, яшмами, туфами основного и среднего составов.

Таким образом, можно отметить, что большая часть разреза представлена аподунитовыми габброидами, которые образовались в результате метасоматической переработки ультрабазитов.

Сходные разрезы по набору и взаимоотношениям пород описаны в основании и других островных дуг [Геологическое развитие Японских островов, 1968; Shiraki, 1971]. В частности, на о. Новая Гвинея в зоне Папуа на нижних горизонтах присутствуют ультраосновные породы, среди которых преобладают гарцбургиты. Через троктолиты они постепенно переходят в оливиновое габбро. Выше располагаются габброиды мощностью до 7 км, которые перекрываются эффузивами, представленными базальтами, спилитами, лавобрекчиями.

Х. Л. Дэвис [Davies, 1971] считает, что нижняя часть ультрабазитов представляет собой поднятый блок мантии, а верхняя образована при неоднократном внедрении магмы и ее последующей дифференциации. Есть и другая точка зрения о метасоматическом происхождении пород габбрового комплекса [Марков, 1975].

В последнее время появляется все больше данных, свидетельствующих о том, что сходный комплекс пород залегает в основании эвгеосин-клинальных зон. Ультраосновные и габброидные породы широко распространены в альпийском складчатом поясе — Малый Кавказ, Югославия, о. Кипр, Куба [Книппер, 1975], Урал [Пейве и др., 1971], в палеозойской складчатой зоне Аппалачей (о. Ньюфаундленд) [Stevens, 1970] и т. д.

Петрогеохимическая характеристика

| Компо- нент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|---------|---------|-------|
| SiO ₂ | 42,12 | 42,7 | 40,09 | 43,23 | 44,38 | 47,32 | 47,85 | 47,91 | 49,39 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,13 | 0,1 | 0,16 | 0,26 | 1,19 | 0,47 | 0,18 | 0,36 |
| Al ₂ O ₃ | He обн. | 25,4 | 10,63 | 15,73 | 20,83 | 15,88 | 13,65 | 20,01 | 14,94 |
| Fe _{общ} | 8,72 | 4,63 | 9,03 | 7,16 | 5,54 | 9,8 | 7,43 | 4,62 | 6,92 |
| MnO | 0,12 | 0,07 | 0,12 | 0,1 | 0,1 | 0,15 | 0,13 | 0,08 | 0,11 |
| MgO | 45,64 | 9,49 | 23,68 | 17,32 | 12,13 | 8,81 | 10,88 | 9,11 | 10,48 |
| CaO | 1,52 | 12,32 | 8,03 | 10,86 | 10,97 | 13,15 | 14,39 | 13,25 | 13,86 |
| Na ₂ O | 0,04 | 2,02 | 0,39 | 0,8 | 1,65 | 1,76 | 2,06 | 2,06 | 1,7 |
| K ₂ O | 0,004 | 0,024 | 0,085 | 0,043 | 0,1 | 0,12 | 0,032 | 0,043 | 0,04 |
| P ₂ O ₅ | 0,02 | He обн. | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,11 | He обн. | He обн. | 0,03 |
| П.п.п | 1,69 | 3,46 | 7,85 | 4,68 | 4,02 | 1,25 | 3,43 | 3,17 | 2,30 |
| K | 40 | 240 | 85 | 430 | 1000 | 1200 | 320 | 430 | 400 |
| Rb | 0,3 | 0,3 | 0,5 | 0,8 | 1,3 | 1,2 | 0,3 | 0,4 | 0,3 |
| Li | 7,0 | 0,3 | 8,2 | 0,4 | 3,0 | 0,4 | 1,5 | 1,0 | 1,0 |
| Ba | 5 | 10 | 5 | 9,6 | 17 | 10 | 11 | 9 | 11 |
| Sr | 7,7 | 130 | 21 | 40 | 140 | 160 | 63 | 170 | 83 |
| Ni | 2000 | 80 | 950 | 280 | 150 | 185 | 45 | 60 | 160 |
| Co | 85 | 18 | 93 | 39 | 64 | 39 | 5 | 9 | 40 |

Примечание. 1—14 — породы Камчатского мыса: 1 — перидотит, 2 — плагиокла-
виновое габбро, 6 — диабаз, 7, 8 — диаллаговое габбро, 9 — пегматитовое габбро, 10 — шпир-
рованные с Центрального Индоокеанского хребта [Фишер, Энгель, 1970]; 15, 16 — перидотиты,
табл. прочерк означает отсутствие определений;

Сейчас выясняется, что ассоциации пород, характерные для фундамента островных дуг и эвгеосинклинальных зон, обнаружены и в пределах океанов. Особенно широко распространены они в районах срединно-океанических хребтов, где при драгировании встречены ультраосновные породы, габброиды, амфиболиты, спилиты и менее измененные толеитовые базальты.

В табл. 2 приведена петрогеохимическая характеристика пород меланократового фундамента пород Камчатского мыса. Для сравнения в табл. 2—6 собраны некоторые данные по составу пород офиолитовых поясов складчатых областей и пород, драгированных с океанического ложа.

Из представленных результатов видно, что во всех случаях состав пород имеет много общих черт. Наиболее низкими содержаниями литофильных редких элементов характеризуются ультраосновные члены серии и по этому признаку многие из них приближаются к альпинотипным гипербазитам, породам, наиболее стерильным в отношении щелочей и связанных с ними элементов. Геохимические особенности базальтов также довольно резко выделяются среди основных пород, развитых в иной геолого-тектонической обстановке (низкие содержания K, Rb, Ba, Sr, anomalно высокие отношения K/Rb и Sr/Ba и т. д.). Габброиды и амфиболиты по концентрациям литофильных редких элементов занимают чаще всего промежуточное положение между ультраосновными породами и базальтами. Это наряду с петрографическими данными свидетельствует в пользу представлений о возникновении большей части габброидов за счет метасоматической переработки гипербазитов ювенильными растворами.

Исходя из представленных результатов, можно думать, что в основании островодужных областей и даже в тех, где развита сравнительно

пород Камчатского мыса

| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|-------|-------|-------|-------|-------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|
| 48,89 | 45,33 | 47,69 | 46,75 | 46,83 | 44,15 | 38,29 | 50,45 | 50,50 | 51,39 | 49,56 |
| 0,4 | 1,19 | 0,95 | 0,96 | 1,39 | 0,03 | 0,01 | 0,3 | 0,48 | 1,10 | 0,97 |
| 14,63 | 16,88 | 17,05 | 16,62 | 18,59 | 3,59 | 2,74 | 18,03 | 15,18 | 16,22 | 17,60 |
| 7,42 | 10,59 | 8,55 | 8,63 | 10,22 | 6,83 | 8,90 | 5,95 | 7,93 | 8,03 | 8,07 |
| 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,15 | 0,15 | 0,10 | 0,06 | 0,11 | 0,09 | 0,19 | 0,15 |
| 10,89 | 7,08 | 7,6 | 7,84 | 6,17 | 34,84 | 35,32 | 8,11 | 9,44 | 7,93 | 8,65 |
| 13,52 | 13,93 | 6,84 | 11,29 | 10,84 | 5,50 | 3,75 | 11,6 | 13,60 | 11,44 | 11,68 |
| 1,67 | 2,13 | 4,42 | 3,62 | 2,89 | 0,19 | 0,2 | 2,95 | 2,24 | 2,76 | 2,68 |
| 0,03 | 0,1 | 0,44 | 0,07 | 0,096 | 0,02 | 0,02 | 0,07 | 0,18 | 0,18 | 0,14 |
| 0,03 | 0,09 | 0,1 | 0,1 | 0,11 | Не обн. | Не обн. | 0,01 | 0,04 | 0,1 | 0,14 |
| 2,28 | 2,6 | 6,42 | 4,40 | 2,68 | 3,53 | 11,46 | 2,14 | 0,91 | 0,29 | 0,1 |
| 300 | 1000 | 4400 | 700 | 960 | — | — | — | — | — | — |
| 0,5 | 0,8 | 4,0 | 0,7 | 1,0 | — | — | — | — | — | — |
| 0,6 | 0,6 | 7,4 | 4,8 | 3,2 | — | — | — | — | — | — |
| 5 | 12 | 18 | 10 | 18 | 3 | 2 | 10 | 12 | 29 | 30 |
| 10 | 150 | 138 | 42 | 220 | 72 | 260 | 120 | 130 | 130 | 240 |
| 105 | 80 | 112 | — | 45 | 3500 | 3300 | 100 | 240 | 130 | 130 |
| 32 | 41 | 40 | — | 10 | 90 | 99 | 30 | 34 | 27 | 26 |

зовый перидотит, 3 — габброизированный перидотит, 4 — оливковое габбро, 5 — пироксен-олигематитидного габбро, 11 — диабаз, 12—14 — шаровые лавы базальтов; 15—20 — породы, драги-19, 20 — базальты. Петрогенные окислы — вес. %; редкие элементы и К — г/т. Здесь и других Fe_{общ} — общее содержание железа в форме Fe₂O₃.

мощная континентальная кора (Камчатка), по крайней мере, частично лежит кора океанического типа. Эту часть основания островных дуг можно рассматривать или как приподнятое доостроводужное океаническое дно, или (в согласии с новой глобальной тектоникой) как часть древних литосферных плит, погруженных под континент вдоль зон Бенюффа.

ПОРОДЫ ХР. КУМРОЧ

Выходы основных и ультраосновных пород на Камчатке сравнительно широко распространены и в зоне горст-антиклинального поднятия Восточных хребтов. Один из таких разрезов подробно был изучен нами в хр. Кумроч (Кротонский массив)*. Массив вытянут в субмеридиональном направлении примерно на 30 км при средней ширине его наиболее обнаженной части около 15 км. Он расположен в висячем крыле крушой надвиговой пластины, плоскость которой полого падает в западном направлении. Ультрабазиты надвинуты на полого складчатые вулканогенно-терригенные и терригенно-карбонатные толщи палеогенового возраста. С размывом и угловым несогласием породы фундамента перекрыты вулканогенно-терригенными отложениями верхнего мела (?).

Гипербазиты, залегающие в основании разреза, представлены преимущественно перидотитами, реже серпентинизированными дунитами,

* Описание массива приводится по докладу, который при участии одного из авторов (Э. И. Пополитова) был прочитан на Международном симпозиуме по проблеме «Офиолиты в земной коре», Москва, май — июнь, 1973.

Таблица 3

Геохимическая характеристика офиолитов Севано-Амасийской зоны (Мал. Кавказ)

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---------|----------|----------|----------|----------|----------|------------|------------|
| Na | 659(27) | 472(24) | 1393(19) | 17600(3) | 4004(11) | 19 056(16) | 20 695(11) |
| K | 263(27) | 232(24) | 451(19) | 1416(3) | 313(11) | 2063(16) | 1 782(11) |
| Rb | 2,7(15) | 2,5(19) | 1,7(19) | 2,6(3) | 3,2(10) | 2,9(16) | 4,2(11) |
| Li | 3,5(27) | 3,5(24) | 5,9(19) | 2,4(3) | 17(11) | 12(12) | 4,6(11) |
| Ba | 10,7(27) | 10,2(24) | 18(19) | 27(3) | 27(11) | 54(16) | 29(11) |
| Sr | 3,1(27) | 3,4(13) | 36(19) | 236(3) | 342(9) | 396(16) | 157(11) |
| Ni | 1955(27) | 2053(24) | 479(19) | 288(12) | 236(12) | 175(16) | 42(11) |
| Co | 73,6(27) | 76(24) | 53(19) | 46(3) | 45(12) | 26(16) | 58(11) |
| V | 54,4(27) | 54,7(24) | 108(19) | 248(3) | 148(12) | 166(16) | 223(11) |
| Cr | 2046(27) | 2079(24) | 1739(19) | 1193(3) | 797(12) | 710(16) | 197(11) |

Примечание. Определения K, Na, Rb, Li выполнены в Институте геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР, остальных элементов — в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР. Содержание элементов здесь и в табл. 4—6 — г/т. В скобках здесь и далее — число проанализированных проб. 1 — метадуниты, 2 — гарпбургиты, 3 — верлиты, 4 — габбро-алливалиты, 5 — плагионперидотиты, 6 — габбро-нориты, 7 — диабазы и габбро-диабазы.

серпентинитами и жильными пироксенитами. Перидотиты и дуниты сложены оливином, ортопироксеном и клинопироксеном. Жильные пироксениты почти полностью образованы ортопироксеном, который является наиболее поздним минералом. Дуниты и серпентиниты содержат большое количество хромита. Оливин представлен форстеритом с небольшой примесью фаялитовой молекулы, ортопироксен энстатитом. Видимая мощность гипербазитов 5—8 км.

В верхней части среди гипербазитов встречается много включений габбро и амфиболитов, подобно останцам сильно раздробленной и растащенной кровли плутона. Кроме того, верхняя часть ультрабазитов осложнена мелкими надвигами, вблизи которых наблюдаются крупнокристаллические амфиболитизированные габбро, габбро-пегматиты и анорто-

Таблица 4

Геохимическая характеристика офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал)

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-----------|
| Na | 183(7) | 240(2) | 770(4) | 1720(5) | 3100(3) | 9850(4) | 51 450(4) |
| K | 103(7) | 45(2) | 60(4) | 68(5) | 180(3) | 1480(4) | 1045(4) |
| Rb | 0,24(7) | 0,27(2) | 0,5(4) | 0,24(5) | 0,6(3) | 1,8(4) | 0,3(4) |
| Li | 0,6(7) | 0,7(2) | 1(4) | 1,2(5) | 0,9(4) | 0,9(4) | 0,7(4) |
| Ba | 11,4(7) | 24(2) | 4,6(4) | 8,5(5) | 9,3(3) | 15,5(4) | 50(3) |
| Sr | 12(7) | 13(2) | 13(4) | 22(5) | 95(3) | 216(4) | 162(3) |
| Ni | 2015(6) | 1950(2) | 700(2) | 565(5) | 530(3) | 54(4) | 26(3) |
| Co | 158(7) | 111(2) | 110(3) | 77(5) | 106(3) | 33(4) | 15(3) |
| V | 48(7) | 47(2) | 72(4) | 120(5) | 133(3) | 285(4) | 14(3) |
| Cr | 2000(7) | 2000(2) | 1590(4) | 2000(5) | 1400(3) | 64(4) | 20(3) |

Примечание. Na, K, Rb, Li — наши данные; остальные элементы — данные А. С. Павленко. 1 — серпентинитизированные дуниты, 2 — серпентинитизированные гарпбургиты, 3 — верлиты, 4 — клинопироксениты, 5 — троктолиты, 6 — габбро-нориты, 7 — плагиограниты.

Таблица 5

Геохимическая характеристика офиолитов хантайширского комплекса (Западная Монголия)

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---------|---------|---------|---------|---------|-----------|-----------|
| Na | 220(5) | 515(8) | 880(6) | 8600(7) | 22 600(6) | 32 000(9) |
| K | 170(5) | 170(8) | 170(6) | 415(7) | 2200(6) | 1000(9) |
| Rb | 1,4(5) | 0,8(8) | 0,6(6) | 0,7(7) | 2,2(6) | 178(9) |
| Li | 4,0(5) | 1,8(8) | 1,4(6) | 3,2(7) | 2,3(6) | 3,6(9) |
| Ba | 15(5) | 17(8) | 13(6) | 19(7) | 34(6) | 38(9) |
| Sr | 6(5) | 10(8) | 10(6) | 19(7) | 64(6) | 86(9) |
| Ni | 1800(5) | 1200(8) | 520(6) | 187(7) | 150(6) | 75(9) |
| Co | 172(5) | 144(8) | 134(6) | 64(7) | 68(6) | 31(9) |
| V | 41(5) | 86(8) | 157(6) | 181(7) | 220(6) | 208(9) |
| Cr | 3760(5) | 3360(8) | 1475(6) | 183(7) | 750(6) | 249(9) |

Примечание. Данные Л. П. Зоненшайна, М. И. Кузьмина (1978). 1 — гипербазиты (низы разреза), 2 — гипербазиты (верхи разреза), 3 — пироксениты, 4 — пироксеновое габбро, 5 — диабазы из комплекса параллельных даек, 6 — диабазы из подушечных лав.

зиты, прорванные дайками микрогаббро и диабазов. Аналогичные породы, видимо, из более глубоких частей разреза встречаются в виде ксенолитов в дайках плиоценовых андезитов.

Верхняя часть разреза сложена амфиболизированными в различной степени диабазами и метадиабазами, содержащими ксенолиты амфиболитов. Между амфиболизированными диабазами и метадиабазами с отчетливо выраженными метаморфическими текстурами наблюдаются все виды постепенных переходов. Метадиабазы, составляющие основную часть комплекса, — первично пироксен-плагноклазовые породы (плагноклаз лабрадор-битовнитового состава). Клинопироксен сохраняется крайне редко, почти нацело замещаясь зеленой роговой обманкой, вместе с которой в породах появляется более кислый плагноклаз (андезин). Общая мощность габбро-амфиболитового комплекса в хр. Кумроч 5—6 км.

Петрогеохимическая характеристика пород Кротонского массива приведена в табл. 7. Ультраосновные разности, представленные здесь главным образом в различной степени серпентинизированными гарцбургитами, как аналогичные породы Камчатского мыса, по многим своим па-

Таблица 6

Геохимическая характеристика офиолитов комплекса Пиндос

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---------|------|------|------|--------|--------|---------|--------|
| Na | 1400 | — | 6810 | 26 300 | 18 000 | 300 000 | 29 300 |
| K | 40 | 78 | 86 | 375 | 1 100 | 12 700 | 5 050 |
| Rb | 0,12 | 0,3 | 0,17 | 0,22 | 0,73 | 26 | 2,88 |
| Ba | 2,2 | 3,1 | 1,9 | 3,6 | 7,8 | 138 | 23,2 |
| Sr | 2,55 | 3 | 28,6 | 189 | 114 | 157 | 119 |
| Ni | 1700 | 425 | 1120 | 55 | 155 | 43 | 35 |
| Co | 83 | 40 | 83 | 40 | 40 | 67 | 35 |
| V | 25 | 50 | 75 | 155 | 350 | 250 | 278 |
| Cr | 1930 | 2350 | 1150 | 115 | 255 | 73 | 63 |

Примечание. Данные из работы R. Montigny e. a. (1973). 1 — серпентинизированный перидотит, 2 — пироксенит, 3 — полевошпатовый перидотит, 4 — габбро, 5 — долерит, 6, 7 — шиллоу-базальт.

Петрогеохимическая характеристика пород хр. Кумроч

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|--------|---------|--------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 43,10 | 38,27 | 39,94 | 35,97 | 42,13 | 36,87 | 51,85 | 43,85 | 44,07 | 42,75 | 41,25 | 40,60 | 46,51 | 49,05 | 50,85 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,39 | 0,45 | 1,02 | 1,05 | 0,82 | 0,84 | 0,83 | 1,11 |
| Al ₂ O ₃ | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 4,46 | 3,22 | 13,64 | 18,52 | 21,51 | 20,00 | 17,90 | 16,02 |
| Fe _{общ} | 8,85 | 7,90 | 7,46 | 5,69 | 7,55 | 6,98 | 6,98 | 9,08 | 8,42 | 11,16 | 10,51 | 8,44 | 8,42 | 9,54 | 10,86 |
| MnO | 0,11 | 0,10 | 0,09 | 0,08 | 0,05 | 0,11 | 0,14 | 0,15 | 0,15 | 0,17 | 0,15 | 0,14 | 0,13 | 0,15 | 0,17 |
| MgO | 43,46 | 40,73 | 39,49 | 40,57 | 37,59 | 40,66 | 35,80 | 15,74 | 15,35 | 11,63 | 9,63 | 8,28 | 7,51 | 5,86 | 5,68 |
| CaO | 0,16 | 0,15 | 0,17 | 0,15 | 0,21 | 0,14 | 1,07 | 17,00 | 16,16 | 12,35 | 11,08 | 11,49 | 9,71 | 11,48 | 8,97 |
| Na ₂ O | 0,70 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,12 | 0,11 | 0,05 | 0,34 | 0,48 | 1,37 | 1,43 | 1,43 | 3,14 | 2,97 | 4,18 |
| K ₂ O | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,13 | 0,15 | 1,36 | 2,44 | 2,58 | 0,88 | 0,59 | 0,55 |
| P ₂ O ₅ | 0,01 | Не обн. | 0,01 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,11 | Не обн. | 0,02 | 0,02 | Не обн. | 0,12 | 0,09 | 0,1 | 0,06 |
| П. п. п. | 3,44 | 13,27 | 13,27 | 17,10 | 12,31 | 15,13 | 3,96 | 8,12 | 7,80 | 4,42 | 4,0 | 4,40 | 3,13 | 1,55 | 1,8 |
| K | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 15,60 | 1800 | 11 300 | 20 300 | 21 500 | 7330 | 4910 | 4600 |
| Rb | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 2,1 | 2,3 | 46 | 83 | 87 | 10,8 | 10 | 6,4 |
| Li | 3 | 2,5 | 4,3 | 4,7 | 2,5 | 1,7 | 6,7 | 8,3 | 10,4 | 4,3 | 3,6 | 5,1 | 7,2 | 19 | 3,4 |
| Ba | 30 | 33 | 33 | 10 | 27 | 10 | 33 | 66 | 56 | 1 100 | 1 800 | 2 300 | 170 | 240 | 180 |
| Sr | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 10 | 18 | 170 | 160 | 310 | 440 | 300 | 930 | 410 | 390 |
| Be | 0,3 | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,35 | 0,1 | 0,25 | 0,15 | 0,2 | 0,15 | 0,15 | 0,1 | 0,15 | 0,2 | 0,2 |
| F | 600 | 600 | 870 | 560 | 600 | 1250 | 350 | 200 | 180 | 670 | 270 | 560 | 180 | 310 | 230 |
| Ni | 2400 | 2500 | 3100 | 2800 | 3300 | 2600 | 1200 | 340 | 360 | 140 | 190 | 82 | 100 | 50 | 98 |
| Co | 110 | 100 | 85 | 95 | 120 | 75 | 68 | 57 | 47 | 25 | 45 | 37 | 32 | 28 | 31 |
| V | 35 | 40 | 75 | 55 | 48 | 44 | 50 | 360 | 320 | 530 | 540 | 440 | 200 | 320 | 280 |

| Окисел | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
|--------------------------------|--------|-------|-------|---------|-------|--------|---------|-------|--------|-------|--------|-------|---------|-------|-------|
| SiO ₂ | 51,17 | 49,35 | 52,31 | 52,27 | 52,25 | 54,11 | 55,02 | 55,03 | 61,72 | 62,05 | 50,57 | 48,80 | 53,11 | 52,66 | 52,77 |
| TiO ₂ | 0,67 | 1,14 | 0,63 | 0,59 | 1,26 | 0,86 | 0,59 | 0,49 | 0,46 | 0,89 | 0,86 | 1,10 | 0,61* | 0,85 | 0,77 |
| Al ₂ O ₃ | 16,91 | 17,71 | 16,53 | 17,23 | 16,67 | 19,79 | 17,07 | 16,77 | 18,88 | 16,77 | 17,71 | 16,38 | 17,35 | 17,27 | 16,05 |
| Fe _{общ} | 9,52 | 11,47 | 10,84 | 9,48 | 11,55 | 8,60 | 9,67 | 9,42 | 4,93 | 10,79 | 10,78 | 11,45 | 10,27 | 10,60 | 10,79 |
| MnO | 0,15 | 0,15 | 0,16 | 0,17 | 0,16 | 0,14 | 0,15 | 0,15 | 0,10 | 0,19 | 0,17 | 0,14 | 0,16 | 0,17 | 0,16 |
| MgO | 7,75 | 5,20 | 5,27 | 5,90 | 3,95 | 3,38 | 3,99 | 4,92 | 1,45 | 5,23 | 5,29 | 7,88 | 5,22 | 4,77 | 4,31 |
| CaO | 7,37 | 10,06 | 6,23 | 7,11 | 8,07 | 7,73 | 6,75 | 7,69 | 5,54 | 8,15 | 8,07 | 9,00 | 6,57 | 8,47 | 8,37 |
| Na ₂ O | 4,35 | 4,96 | 3,86 | 3,86 | 3,28 | 4,05 | 4,38 | 3,62 | 4,62 | 4,08 | 4,25 | 3,22 | 3,97 | 3,48 | 4,73 |
| K ₂ O | 1,60 | 0,25 | 0,29 | 1,48 | 0,93 | 1,25 | 0,67 | 0,98 | 1,35 | 0,9 | 1,34 | 0,29 | 1,44 | 0,78 | 0,53 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,11 | 0,02 | He общ. | 0,03 | 0,14 | He общ. | 0,03 | 0,14 | 0,14 | 0,06 | 0,09 | He общ. | 0,11 | 0,05 |
| П. п. п. | 2,49 | 0,81 | 2,55 | 1,69 | 1,55 | 0,21 | 1,64 | 1,04 | 0,20 | 0,90 | 1,21 | 1,64 | 1,35 | 0,71 | 0,92 |
| K | 13 300 | 2090 | 2420 | 12 330 | 7750 | 10 330 | 5590 | 8000 | 11 250 | 7500 | 11 170 | 2420 | 12 000 | 6500 | 4420 |
| Rb | 32 | 2,9 | 3,3 | 28 | 12 | 18,3 | 10 | 23 | 22 | 10,6 | 22 | 2,3 | 22,4 | 9,8 | 5,8 |
| Li | 9 | 4,7 | 7 | 2,6 | 3 | 11,7 | 0,6 | 2,4 | 14,4 | 2,1 | 2,8 | 6,0 | 3,0 | 2,2 | 0,5 |
| Ba | 360 | 190 | 69 | 830 | 650 | — | 180 | — | 660 | — | — | 230 | 530 | — | 180 |
| Sr | 1 300 | 350 | 250 | 360 | 350 | — | 250 | — | 590 | — | — | 640 | 200 | — | 250 |
| Be | 0,5 | 0,2 | 0,15 | 0,25 | 0,35 | — | 0,2 | — | 0,8 | — | — | 0,35 | 0,15 | — | 0,3 |
| F | 220 | 330 | 95 | 440 | 490 | — | 320 | — | 240 | — | — | 100 | 170 | — | 150 |
| Ni | 62 | 25 | 63 | 61 | 58 | — | 32 | — | 25 | — | — | 110 | 50 | — | 32 |
| Co | 28 | 31 | 35 | 36 | 42 | — | 27 | — | 9 | — | — | 29 | 25 | — | 27 |
| V | 450 | 350 | 500 | 360 | 350 | — | 380 | — | 130 | — | — | 440 | 430 | — | 380 |

Примечание. 1—6 — гарцбургиты, 7 — жильный пироксенит, 8, 9 — частично габброизированные перидотиты, 10—12 — щелочные габброиды, 13—20 — габбро-диабазы, 21—24 — габбро-диориты и диориты, 25—30 — амфиболиты. Петрогенные окислы — вес. %; редкие элементы и K — г/т.

раметрам похожи на альпинотипные гипербазиты, развитые в офиолитовых поясах эвгеосинклиналей.

Однако довольно резко в петрохимическом и геохимическом отношении отличаются породы «габброидной» части разреза. Они характеризуются значительно более высокими содержаниями щелочей (в основном за счет увеличения содержания К), повышенными по сравнению с породами Камчатского мыса концентрациями Ba, Sr, в них отмечается уменьшение отношения Mg/Fe и т. д. Эти отличия можно свести к тому, что концентрации редких элементов в данных породах не соответствуют их содержаниям в типичных океанических толеитах или базальтах эвгеосинклинальных зон, но сближают их с породами островных дуг.

Как показано П. Якешем и А. Уайтом [Yakes, White, 1971], в геохимическом отношении островодужные вулканиды довольно отчетливо разделяются на три серии: толеитовую низкокальциевую, известково-щелочную и шшонитовую повышенной щелочности. С этой точки зрения в Кротонском массиве в «габброидной» части присутствуют породы всех трех серий. В табл. 7 в колонках 17 и 18 приведены толеитовые разности, в колонках 10—12 — щелочные с преобладанием К над Na и в остальных — известково-щелочные. Заметим, что в наиболее нижних частях разреза, видимо, имеются габброиды типа пород Камчатского мыса. В частности, для одного из образцов получилась такая картина распределения редких элементов: К — 590 г/т, Na — 7500, Rb — 0,6, Li — 0,6, Be — 0,05, F — 50, Ba — 30, Sr — 25, Ni — 170, Co — 82, V — 46 г/т.

Приведенные данные можно, очевидно, интерпретировать следующим образом. В хр. Кумроч мы имеем дело с более верхними уровнями эрозийного среза. Внизу фундамент представлен, по всей видимости, тем же набором пород, что и в районе Камчатского мыса.

В процессах надвиговых деформаций и шарьирования ультраосновные породы (как более пластичные) выдавливались вверх и занимают сейчас верхние части разреза, а габброидная океаническая ассоциация в небольшом объеме выходит на поверхность только в наиболее приподнятых блоках.

Что касается габбро-диабазовой части с «островодужным» распределением редких элементов, то эти породы, вероятно, представляют собой корневые части вулканических построек различного возраста, начиная, по крайней мере, с верхнего мела (поскольку породы этого возраста несогласно перекрывают выходы фундамента в хр. Кумроч).

О разновозрастности габбро-диабазовой части свидетельствует и то обстоятельство, что эти породы по редкоэлементному составу варьируют в широких пределах. Обычно такие колебания для разновозрастных серий пород в островных дугах проявляются, как правило, вкрест простирания этих структур с образованием во фронтальных частях толеитовых разностей и в тыловых — шшонитовых. Присутствие же всей гаммы пород в пределах одной зоны наиболее логично можно объяснить тем, что в течение мезокайнозойского времени положение глубоководного желоба менялось таким образом, что в одни периоды современные горст-антиклинальные поднятия Восточных хребтов (и хр. Кумроч, в частности) выполняют роль фронтальных зон, а в другие — более тыловых. Например, одна из возможных палеорекоonstrukций неогенового времени для Камчатки приводилась нами ранее. К сожалению, точная датировка как для пород Камчатского мыса, так и для хр. Кумроч затруднена, так как K-Ar метод дает в основном значения возраста для наиболее поздних по времени процессов.

Представленные результаты позволяют с уверенностью говорить о том, что меланократовый фундамент островных дуг типа Камчатки сформировался в результате длительных, сложных и неодновременных процессов. Генетические соотношения пород, слагающих этот тип коры, достаточно сложные. Существуют гипотезы о возникновении ультрабази-

тов, габброидов и эффузивов в результате медленного остывания больших объемов базальтовой магмы [Обуэн, 1967], когда верхние части застывают в виде подушечных лав, далее ниже они сменяются массивными базальтами и долеритами. Наиболее медленно охлаждающаяся средняя часть дает в результате кристаллизационной дифференциации всю гамму пород от диоритов до перидотитов. Учитывая сложность текстурно-структурных взаимоотношений, Т. Тайер [Thayer, 1969] предлагает несколько более усложненную трактовку генезиса. По его мнению, этот комплекс сначала возникает в мантии в виде стратиформных интрузий. В дальнейшем эти интрузии испытывают ремобилизацию, частичное плавление и внедряются в кору в виде полукристаллической каши, благодаря чему возникают структуры течения, деформации, катаклаз, складчатость.

По нашему мнению, обе эти интрузивные гипотезы находятся в противоречии с геохимическими данными. Действительно, очень трудно объяснить, почему, если габброиды, диориты и перидотиты кристаллизовались из более медленно охлаждающихся частей, где могли накапливаться летучие, или более медленно процессы дифференциации и т. д., содержания литофильных редких элементов (K, Rb, Ba, Sr и др.) в целом намного ниже, чем в эффузивных разностях, образовавшихся в результате быстрой заделки. Против генетического родства всех пород свидетельствуют также данные по величине отношений Sr^{87}/Sr^{86} . Очень часто ультрабазитовые члены подобных ассоциаций характеризуются очень высокими значениями отношений Sr^{87}/Sr^{86} , тогда как для эффузивов они минимальны [Stueber, Murthy, 1966].

Поэтому более близки к истине представления, которые учитывают факты длительного и неоднократного формирования этих пород [Марков, 1975]. Можно предполагать, что наиболее древние в таких ассоциациях гипербазиты. Часто отмечается, что к началу образования габброидов и амфиболитов ультраосновные породы уже были деформированы и серпентинизированы [Марков, 1975]. В дальнейшем в большинстве случаев, очевидно, в результате метасоматоза формируется комплекс пироксенитов, габбро-норитов, оливиновых и оливин-пироксеновых габбро. В этот период наблюдается незначительный привнос редких элементов, хотя уровень концентраций не доходит еще даже до уровня их содержаний в океанических толеитах. На конечных этапах возникают эффузивные толщи с толеитовой тенденцией в распределении редких элементов. Вполне возможно, что их внедрение сопровождается амфиболизацией ранее образованных габброидов.

Возникший таким образом фундамент в период формирования островной дуги еще не раз подвергается преобразованиям. Эти преобразования идут в основном в двух направлениях. Во-первых, вследствие неоднократного поступления с более глубоких горизонтов магматических расплавов с другой геохимической спецификой общий состав пород фундамента может в той или иной степени смещаться к островодужному типу как за счет метасоматических преобразований, так и за счет остановки и последующей кристаллизации части расплавов на этих глубинах. Во-вторых, в периоды вулканической активности фундамент постоянно наращается, причем в зависимости от положения глубоководного желоба в разные периоды состав вновь образованных продуктов может варьировать в довольно широких пределах. Этот период уже отвечает началу формирования коры континентального типа, поскольку среди магматических образований нередко встречаются породы типа андезито-базальтов, андезитов и т. д. (см. табл. 7, колонки 21—24). Поэтому для зрелых островных дуг типа Камчатки, переживших сравнительно долгую историю геологического развития, можно предполагать, что по мере перемещения глубоководного желоба в сторону океана, состав фундамента в тыловых частях все более будет приближаться к коре континентального типа.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Наряду с исследованием геохимических особенностей пород фундамента, непосредственно выходящих на поверхность, большое значение в познании глубинного строения островодужных областей имеет изучение ксенолитов, выносимых на поверхность магматическими расплавами. Такое изучение во многих случаях также дает ценную информацию при решении вопросов, связанных с реконструированием зон глубинного магмообразования и особенностей протекающих в них процессов.

Среди включений по текстурно-структурным признакам, составу, парагенетическим соотношениям минеральных ассоциаций можно выделить несколько групп: 1. Обломки пород, слагающих вулканические постройки и верхние горизонты фундамента. Сюда относятся осадочные и вулканические породы, среди которых обычно отмечаются аргиллиты, кремни, роговики, обломки кварца, различные лавы, известняки и т. д. Нередко эти обломки преобразуются за счет пирометаморфизма в пемзовидные разности [Флеров и др., 1978]. 2. Родственные или гомеогенные включения, представленные продуктами кристаллизации расплавов на более глубинных уровнях. 3. Глубинные включения — обломки нижних частей фундамента, а также породы, не выходящие на поверхность. Обычно они в различной степени метаморфизованы.

Последняя группа включений представляет для нас наибольший интерес и поэтому мы остановимся главным образом на ней. По составу среди включений глубинного облика можно выделить ультраосновные, основные и гранитоидные типы. Детальное описание петрографии и петрохимии включений по Камчатке и Курилам приводится в монографиях «Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги» (1978) и «Ксенолиты в лавах Курильских островов» [Федорченко, Родионова, 1975].

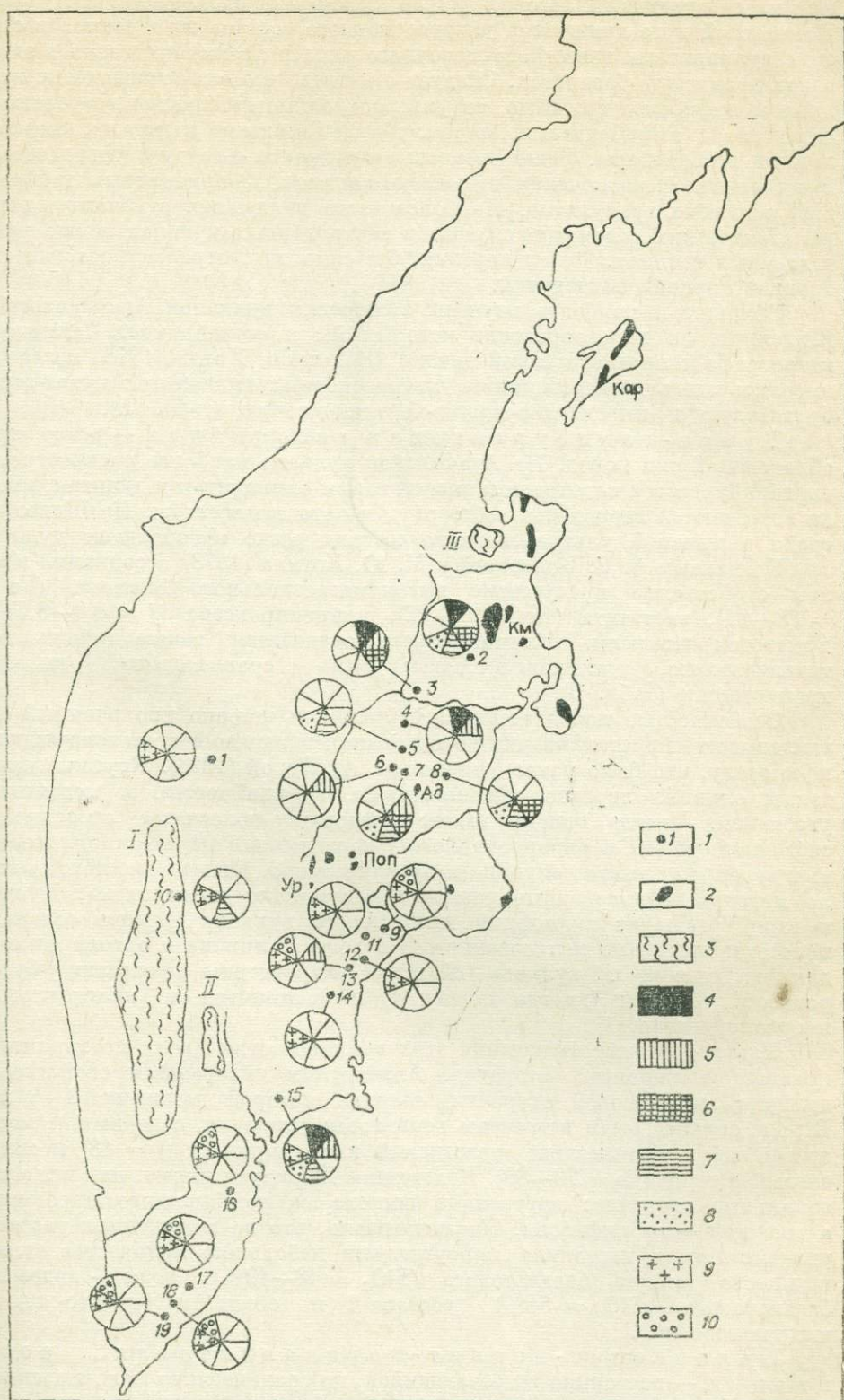
УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ*

Ультраосновные включения встречаются в вулканических постройках в Восточной зоне (Авачинская группа вулканов, Кроноцкий), в Центральной Камчатской депрессии (вулканы Шивелуч, Харчинский, Ключевской, Большая Удина, Толбачинская ареальная зона и др.), а также в Срединном хребте (ареальная зона Ичинского вулкана) (рис. 7). На Курилах ультраосновные включения встречаются гораздо реже [Федорченко, Родионова, 1975].

* Излагается по материалам находящейся в печати совместной статьи авторов с А. В. Колосковым.

Рис. 7. Схема распространения главных типов включений в лавах современных вулканов Камчатки [Колосков, Хотин, 1978].

1 — места находок включений, вулканы, преобладающий тип пород, ассоциация (1 — Ичинский (дациты) и ареальные вулканы Ичинского района (базальты, андезиты), 2 — Шивелуч (андезиты), 3 — Харчинский (базальты), 4 — Ключевской (базальты), 5 — Безымянный (андезиты), 6 — Толбачиг (базальты), 7 — Удины (андезиты), 8 — Шиш, Успенский (андезиты), 9 — Кихпинич (базальты — дациты), 10 — Хангар (дациты), 11 — Узон (дациты), 12 — Большой Семячик (базальты — дациты), 13 — Малый Семячик (базальты — дациты), 14 — Карымский (андезиты), 15 — Авача (андезиты), 16 — Мутновский (базальты — дациты), 17 — Ксудач (базальты — дациты), 18 — Желтовский (базальты — дациты), 19 — Ильинский (базальты — дациты); 2 — интрузии альциноитовых гипербазитов Восточной Камчатки (Ур — Урп, Поп — гора Попутная, Ад — р. Адриановка, Км — Кумроч, Кар — о. Карагинский; 3 — массивы кристаллических пород (1 — Срединный, 11 — Ганальский, 111 — Хавывенская возвышенность). Состав включений: 4 — гипербазиты, 5 — габброиды (безамфиболовые), 6 — амфиболовые габброиды, 7 — основные кристаллические сланцы, гранулиты, 8 — амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы, 9 — гранитоиды, 10 — алливалиты. На схеме не отражены встречающиеся почти в каждом вулкане включения гомеогенного типа, пород вулканического комплекса и метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования



В отличие от океанических и континентальных областей, где основная масса включений ассоциирует со щелочными базальтами, в Курило-Камчатской дуге включения ультраосновного состава встречаются в связи с вулканами известково-щелочного ряда и преимущественно в андезитах и андезито-базальтах. Следует отметить, что если вмещающие вулканиды амфиболсодержащие, то ультраосновные включения встречаются совместно с амфиболитами, пироксен-амфиболовыми сланцами, амфиболовыми габброидами. Безамфиболовые вулканиды наряду с ультраосновными содержат включения пироксен-оливиновых, оливиновых габброидов, основных гранулитов. Наиболее часто включения отмечаются в прорекластических отложениях, реже в экструзивных куполах и еще реже в лавовых потоках. Такая картина, без сомнения, отражает особенности транспортировки включений.

Обильны и наиболее изучены включения вулканов Авачинского и Шивелуча, на характеристике которых мы и остановимся. Детальный петрографо-минералогический анализ [Колосков, Хотин, 1978] позволил выделить здесь две ассоциации ультраосновных включений: дунит-гарцбургитовую и пироксенит-верлит-кортландитовую (табл. 8).

Дунит-гарцбургитовая ассоциация — резко преобладающий тип пород. На Авачинском вулкане наиболее распространены гарцбургиты с переходом к энстатитовым оливинитам и дунитам, иногда встречаются лерцолиты, вебстериты и ортопироксениты. На Шивелуче среди включений ультраосновного состава резко преобладают дуниты.

По данным А. В. Колоскова и М. Ю. Хотина (1978), ассоциации в целом свойственно присутствие высокомагнезиального оливина ($Fo = 88-91$), энстатита ($En = 91-92$), клинопироксена ($f = 8,0-8,5$) и хромистой шпинели. Клиннопироксен отличается также пониженной титанистостью, глиноземистостью и сравнительно высокой хромистостью (табл. 9).

Особенностью пород ассоциации является широко проявленный кактаклаз и перекристаллизация до попадания включений в транспортирующую среду, что было ранее отмечено С. А. Щекой (1976). Крупные кристаллы оливина нередко сдвойникованы, со спайностью и мозаичным угасанием. Иногда породы имеют линзовидно-полосчатое строение за счет вытянутости и неравномерного распределения перекристаллизованных зерен и агрегатов оливина и ортопироксена. Некоторые, почти нацело перекристаллизованные разности напоминают «гранулиты». Дуниты и гарцбургиты из включений Авачинского вулкана нередко содержат полосы и прожилки мелкозернистого агрегата оливина и ортопироксена, для включений с вулкана Шивелуч характерны прожилки бурой роговой обманки (иногда совместно с флогопитом и плагиоклазом) и ортопироксена.

Ультраосновные включения этих вулканов отличаются по характеру краевых реакционных оторочек. Авачинским включениям свойственно наличие амфиболовой оторочки, ширина которой достигает 3—4 мм. В ряде случаев были встречены верлитовые оторочки, содержащие мало-хромистый и сравнительно железистый клинопироксен ($f = 18$) и железистый оливин ($Fo = 79-80$). Включения Шивелуча имеют, как правило, зональные оторочки: внутренняя состоит из ромбического пироксена, а внешняя — из амфибола. Примечательно, что во включениях рассматриваемого типа постоянно присутствуют небольшие количества вулканического стекла базальтового ($SiO_2 = 48-49\%$), реже — андезито-базальтового ($SiO_2 = 54\%$) состава* и обильные газово-жидкие микровключения.

Пироксенит-верлит-кортландитовая ассоциация — постоянно встречающийся, но сравнительно малочисленный

* Микронзондовые определения С. А. Щеки и В. М. Романенко (ДВГИ).

Средний состав ультраосновных включений в вулканических породах Камчатки и некоторых других районов

| Окисел | I | | | II | | | III | | | IV | V | VI | |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 | | | 1 | 2 |
| SiO ₂ | 41,66 | 41,96 | 48,98 | 43,40 | 44,10 | 50,10 | 48,98 | 45,94 | 43,12 | 47,02 | 43,95 | 43,95 | 50,55 |
| TiO ₂ | 0,08 | 0,10 | 0,25 | 0,04 | 0,33 | 0,33 | 0,73 | 1,44 | 0,39 | 0,68 | 0,10 | 0,22 | 0,47 |
| Al ₂ O ₃ | 0,30 | 0,42 | 4,72 | 0,86 | 1,32 | 3,51 | 6,75 | 7,63 | 9,15 | 11,68 | 3,58 | 2,84 | 6,96 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,25 | 2,10 | 3,48 | 1,52 | 2,95 | 2,36 | 2,49 | 7,54 | 1,71 | 9,38 | 1,12 | 1,51 | 2,58 |
| FeO | 6,73 | 10,96 | 4,44 | 7,01 | 8,64 | 4,66 | 6,32 | 10,43 | 12,56 | 2,71 | 7,42 | 8,40 | 6,38 |
| MnO | 0,25 | 0,24 | 0,20 | 0,12 | 0,30 | 0,13 | 0,18 | 0,24 | 0,30 | 0,18 | 0,07 | 0,14 | 0,16 |
| MgO | 48,27 | 39,72 | 18,46 | 45,49 | 31,49 | 19,65 | 16,17 | 16,30 | 25,34 | 15,54 | 38,94 | 39,46 | 21,55 |
| CaO | 0,43 | 4,34 | 18,82 | 0,80 | 9,65 | 17,97 | 15,66 | 9,08 | 4,75 | 7,83 | 3,27 | 2,12 | 9,74 |
| Na ₂ O | 0,06 | 0,10 | 0,28 | 0,20 | 0,21 | 0,58 | 1,31 | 0,82 | 0,85 | 1,69 | 0,26 | 0,42 | 1,10 |
| K ₂ O | 0,07 | 0,10 | 0,06 | 0,09 | 0,08 | 0,15 | 0,52 | 0,28 | 0,24 | 0,84 | 0,07 | 0,05 | 0,07 |
| <i>f</i> | 8,2 | 15,4 | 18,8 | 8,6 | 16,7 | 16,3 | 24,4 | 37,7 | 23,8 | 28,9 | 10,2 | 11,4 | 19,7 |
| <i>n</i> | 4 | 2 | 2 | 10 | 1 | 11 | 2 | 1 | 1 | 1 | 8 | 11 | 4 |

Примечание. I—IV — Камчатка: I — вулкан Шивелуч (1 — дуниты, гарцбургиты, 2 — верлиты, 3 — пироксениты), II — вулкан Авачинский (1 — дуниты, гарцбургиты, 2 — верлит, 3 — амфиболовые пироксениты, кортландиты), III — ареальная зона Ичинского вулкана (1 — оливин- и плагиоклазосодержащие клинопироксениты, 2 — вебстерит, 3 — плагиоклазосодержащий кортландит), IV — кальдера Хангар — плагиоклазосодержащий кортландит, V — Приморье — лерцолиты [Кутолин, Фролова, 1972], VI — Гавайские острова [Kuno, 1969] (1 — лерцолиты, 2 — пироксениты). Для II использованы неопубликованные анализы из коллекции А. И. Фарберова и материалы авторов. *f* здесь и далее — общая железистость, ат. %; *n* здесь и далее — количество анализов для подсчета среднего.

Таблица 9

Средний состав минералов ультраосновных включений в вулканических породах различных регионов и альпинитовых гипербазитов Камчатки

| Оксид | Оливин | | | | Ортопироксен | | | | Клинопироксен | | | | | Шпинель | | | |
|--------------------------------|--------|---------|-------|-------|--------------|---------|-------|-------|---------------|---------|-------|-------|-------|---------|---------|-------|-------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
| SiO ₂ | 40,98 | Не опр. | 40,75 | 40,75 | 54,23 | Не опр. | 54,82 | 55,04 | 51,38 | Не опр. | 52,13 | 50,76 | 51,96 | — | Не опр. | — | — |
| TiO ₂ | 0,03 | Сл. | 0,01 | Нет | 0,14 | 0,12 | Сл. | 0,13 | 0,53 | 0,43 | Сл. | 0,44 | 0,11 | 0,18 | 0,28 | 0,08 | 0,38 |
| Al ₂ O ₃ | 0,45 | » | 0,31 | » | 4,19 | 3,08 | 1,76 | 2,09 | 6,10 | 4,53 | 1,94 | 3,74 | 2,94 | 55,74 | 47,8 | 22,09 | 23,93 |
| Fe ₂ O ₃ | 0,70 | 10,9* | 0,50 | 0,50 | 1,79 | 6,84* | 1,06 | 1,29 | 1,59 | 3,10* | 0,60 | 2,51 | 3,55* | 4,56 | 5,48 | 3,37 | 3,79 |
| FeO | 9,10 | | 8,13 | 8,01 | 5,16 | | 5,22 | 5,35 | 2,42 | | 2,71 | 3,65 | | 7,45 | 8,42 | 14,65 | 16,48 |
| MnO | 0,18 | 0,16 | 0,14 | 0,11 | 0,16 | 0,16 | 0,12 | 0,17 | 0,10 | 0,09 | 0,09 | 0,06 | 0,11 | 0,10 | 0,20 | 0,09 | 0,27 |
| MgO | 48,16 | 47,82 | 49,18 | 49,82 | 32,60 | 33,22 | 34,56 | 34,53 | 15,71 | 15,52 | 20,11 | 16,61 | 18,1 | 20,76 | 20,20 | 14,73 | 12,94 |
| CaO | 0,52 | 0,07 | 0,36 | 0,35 | 0,73 | 0,73 | 1,32 | 1,15 | 19,71 | 20,94 | 20,52 | 20,28 | 22,48 | 0,26 | Сл. | Сл. | — |
| Na ₂ O | 0,13 | Сл. | 0,09 | 0,16 | 0,21 | 0,06 | 0,22 | 0,07 | 1,56 | 1,12 | 0,32 | 0,46 | 0,21 | — | Не опр. | — | — |
| K ₂ O | 0,08 | Не опр. | 0,15 | 0,14 | 0,11 | Не опр. | 0,02 | 0,06 | 0,08 | Сл. | 0,03 | 0,18 | 0,02 | — | » | — | — |
| Cr ₂ O ₃ | — | Сл. | 0,03 | 0,02 | 0,33 | 0,41 | 0,49 | 0,82 | 0,80 | 0,86 | 0,71 | 0,24 | 0,60 | 10,32 | 16,61 | 44,91 | 42,14 |
| NiO | — | 0,41 | 0,29 | 0,36 | — | 0,10 | — | 0,14 | — | 0,05 | — | — | 0,03 | — | Не опр. | — | — |
| f | 10,2 | 11,27 | 8,7 | 8,7 | 10,4 | 10,36 | 9,1 | 9,1 | 12,0 | 10,08 | 8,4 | 19,3 | 9,8 | 23,7 | 27,1 | 40,2 | 46,29 |
| n | 54 | 40 | 8 | 5 | 61 | 33 | 5 | 5 | 57 | 36 | 5 | 5 | 3 | 48 | 3 | 5 | 1 |

Примечание. 1, 5, 9, 14 — Приморье [Щека, 1978], 2, 6, 10, 15 — Гавайские острова [White, 1966], 3, 7, 11, 12, 16 — Восточная Камчатка; 4, 8, 13, 17 — альпинитовые гарцбургиты Камчатки. 1, 2, 5, 6, 9, 10, 14, 15 — включения перцолитов из щелочных базальтов; 3, 7, 11, 12, 16 — включения в щелочноземельных вулканитах; 3, 7, 11, 16 — дунит-гарцбургитовая ассоциация, 12 — пироксенит-верлит-кортландитовая ассоциация. Помимо материалов авторов, для Камчатских пород использованы анализы минералов из работы С. А. Щеки (1978). Звездочкой отмечено общее содержание железа, определенное в форме FeO.

Содержание микроэлементов в ультраосновных включениях некоторых вулканов Камчатки

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|------|-------|---------|-------|---------|-------|-------|---------|
| Na | 0,13 | 0,16 | 0,12 | 0,09 | 0,15 | 0,64 | — | 0,42 | 1,23 | 1,37 | 1,62 | 1,80 | 1,30 | 0,81 | 0,31 |
| K | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,05 | 0,14 | 0,30 | — | 0,11 | 0,38 | 0,44 | 0,44 | 0,36 | 0,36 | 1,12 | 0,05 |
| Rb | 1,0 | 0,7 | 1,1 | 1,7 | 2,6 | — | — | — | 3,1 | — | 7,0 | 7,8 | 6,0 | 21,0 | 0,9 |
| Li | 3,9 | 8,0 | 1,8 | 13,0 | 2,7 | — | — | — | 29,0 | — | 16,0 | 11,0 | 19,0 | 5,3 | 4,0 |
| F | 1000 | 900 | 370 | — | 550 | — | — | — | 420 | — | — | — | — | 800 | — |
| Be | 0,10 | 0,15 | 0,05 | — | 0,05 | — | — | — | 0,30 | — | — | — | — | 0,45 | — |
| Ba | 44 | 10 | 10 | 18 | 46 | 120 | 40 | 36 | 120 | 210 | 120 | 200 | 137 | 400 | 59 |
| Sr | 33 | <10 | <10 | <10 | 12 | 93 | 52 | 83 | 140 | 270 | 140 | 280 | 239 | 76 | 48 |
| Ni | 1400 | 2000 | 200 | 2500 | 900 | 550 | 400 | 150 | 85 | 240 | 100 | 200 | 155 | 400 | 260 |
| Co | 100 | 200 | 110 | 200 | 120 | 130 | 100 | 88 | 28 | 84 | 73 | 85 | 72 | 65 | 98 |
| Cr | 2600 | 2400 | 1500 | 3600 | 1900 | 1700 | 3200 | 1000 | 800 | 1400 | 650 | 1100 | 990 | 1300 | 1200 |
| V | 13 | 26 | 13 | 90 | 32 | 130 | 190 | — | 560 | 130 | 200 | 260 | 290 | 200 | 210 |
| Ti | 400 | 180 | 480 | 480 | 630 | 2000 | — | 2150 | 6350 | 3300 | 5900 | 2350 | — | 2500 | — |
| Pb | 3,0 | 3,0 | 3,0 | 3,8 | 3,0 | 3,8 | 5,5 | 3,8 | 3,7 | 5,0 | 3,0 | 3,0 | 3,0 | 19,2 | 6,8 |
| Zn | 92 | 117 | 117 | 40 | 120 | 117 | 184 | 132 | 152 | 152 | 138 | 155 | 146 | 120 | 200 |
| Sn | — | 2,6 | — | — | — | — | 2,4 | 1,9 | 1,8 | 2,8 | — | — | — | 1,0 | — |
| Nd | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 10 | 15 | Не обн. | 10 | Не обн. | 10 | 10 | Не обн. |
| Y | 3,5 | 2,7 | 2,5 | Не обн. | 3,5 | 4,5 | 5,0 | 9,0 | 12,0 | 9,0 | 12,0 | 7,0 | 10 | 8,2 | 7,0 |
| Yb | 1,1 | 1,0 | 1,0 | Не обн. | 1,2 | 1,8 | 1,5 | 2,0 | 3,2 | 2,1 | 2,8 | 2,4 | 2,5 | 1,5 | 1,7 |
| K/Na | 0,61 | 0,50 | 0,58 | 0,55 | 0,93 | 0,47 | — | 0,26 | 0,31 | 0,32 | 0,27 | 0,20 | 0,28 | 1,38 | 0,16 |
| K/Rb | 600 | 1000 | 636 | 235 | 538 | — | — | — | 1064 | — | 628 | 461 | 600 | 533 | 555 |
| Ba/Sr | 1,33 | >1,0 | >1,0 | >1,8 | 3,83 | 1,33 | 0,77 | 0,43 | 0,86 | 0,78 | 0,86 | 0,71 | 0,57 | 5,26 | 1,18 |
| Rb/Sr | 0,030 | >0,07 | >0,11 | >0,17 | 0,217 | — | — | — | 0,022 | — | 0,050 | 0,028 | 0,025 | 0,276 | 0,019 |
| Ni/Co | 14,0 | 10,0 | 18,2 | 12,5 | 7,5 | 4,2 | 4,0 | 1,7 | 3,0 | 2,8 | 1,4 | 2,3 | 2,15 | 6,1 | 2,6 |
| V/Ni | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,04 | 0,04 | 0,24 | 0,47 | — | 6,60 | 0,54 | 2,00 | 1,30 | 1,87 | 0,50 | 0,81 |
| Ti/Cr | 0,15 | 0,07 | 0,32 | 0,13 | 0,33 | 1,18 | — | 2,15 | 7,94 | 2,36 | 9,08 | 2,14 | — | 1,92 | — |
| Cr/V | 200 | 92 | 115 | 40 | 59 | 13 | 17 | 2 | 1,4 | 11 | 3,2 | 4,2 | 3,4 | 6,5 | 5,7 |

| Элемент | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | I | II | III | IV | V | VI | VII |
|---------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|------|------|---------|---------|--------|-------|-------|-------|------|
| Na | 0,35 | 0,51 | 1,31 | 1,60 | 1,45 | 1,80 | 1,22 | 0,61 | 0,12 | 0,39 | 1,29 | 0,15 | 0,39 | 1,54 | 0,91 |
| K | 0,04 | 0,06 | 0,12 | 0,26 | 0,19 | 0,32 | 0,67 | 0,23 | 0,07 | 0,22 | 0,35 | 0,075 | 0,05 | 0,22 | 0,45 |
| Rb | 0,7 | 0,8 | 1,6 | 2,3 | 1,0 | 3,5 | — | — | 1,1 | 2,6 | 6,0 | — | 0,8 | 2,1 | — |
| Li | 2,10 | 2,3 | 3,4 | 1,4 | 2,0 | 2,8 | — | — | 6,7 | 2,7 | 18,7 | — | 2,8 | 2,4 | — |
| F | — | — | — | — | — | — | — | — | 755 | 550 | 420 | — | — | — | — |
| Be | — | — | — | — | — | — | — | — | 0,10 | 0,05 | 0,3 | — | — | — | — |
| Ba | 42 | 28 | 40 | 50 | 46 | 55 | 250 | 83 | 20 | 69 | 137 | — | 43 | 48 | 167 |
| Sr | 39 | 30 | 63 | 180 | 170 | 280 | 160 | 130 | 10 | 52 | 200 | — | 39 | 173 | 145 |
| Ni | 260 | 170 | 240 | 89 | 150 | 89 | 250 | 170 | 1980 | 620 | 155 | 1650 | 230 | 142 | 210 |
| Co | 96 | 32 | 100 | 83 | 56 | 39 | 63 | 60 | 152 | 117 | 72 | 150 | 75 | 69 | 61 |
| Cr | 1300 | 1700 | 1700 | 900 | 450 | 360 | 680 | 710 | 2520 | 2270 | 990 | 1600 | 1400 | 850 | 695 |
| V | 180 | 150 | 290 | 600 | 340 | 220 | 480 | 670 | 35 | 117 | 290 | 130 | 180 | 355 | 576 |
| Ti | — | — | 2600 | — | 8600 | 5900 | 4400 | 8600 | 380 | 1310 | 4010 | 240 | 200 | 5700 | 6500 |
| Pb | 4,2 | — | 7,8 | 3,0 | 1,6 | 4,9 | — | — | 3,2 | 4,1 | 3,7 | 4,4 | 5,5 | 4,3 | — |
| Zn | 160 | — | 85 | 158 | 110 | 142 | 60 | 147 | 92 | 140 | 146 | 88 | 180 | 124 | 104 |
| Sn | — | — | — | — | — | 2,6 | — | — | 2,6 | 2,4 | 1,9 | 2,5 | 2,2 | 2,6 | — |
| Nd | <10 | ~10 | Не обн. | 10 | 15 | 12 | — | — | Не обн. | Не обн. | 7,0 | — | 10 | 9,2 | — |
| Y | 10 | 9,0 | 9,0 | 15,0 | 15,0 | 14,0 | 16 | 16 | 2,4 | 4,3 | 9,8 | — | 8,7 | 13,2 | 16 |
| Yb | 2,3 | 1,6 | 2,2 | 3,9 | 3,0 | 3,2 | 2,0 | 2,6 | 1,0 | 1,5 | 2,5 | — | 1,9 | 3,1 | 2,3 |
| K/Na | 0,11 | 0,12 | 0,09 | 0,16 | 0,13 | 0,18 | 0,55 | 0,38 | 0,58 | 0,56 | 0,27 | 0,50 | 0,13 | 0,14 | 0,50 |
| K/Rb | 571 | 750 | 750 | 1130 | 1900 | 944 | — | — | 545 | 846 | 583 | — | 625 | 1048 | — |
| Ba/Sr | 1,08 | 0,93 | 0,63 | 0,28 | 0,27 | 0,20 | 1,56 | 0,54 | — | 1,33 | 0,75 | — | 1,10 | 0,28 | 1,15 |
| Rb/Sr | 0,018 | 0,027 | 0,025 | 0,013 | 0,006 | 0,012 | — | — | — | 0,050 | 0,0033 | — | 0,020 | 0,012 | — |
| Ni/Co | 2,71 | 5,31 | 2,4 | 1,1 | 2,7 | 2,3 | 4,0 | 2,8 | 13,0 | 5,3 | 2,1 | 11 | 3,1 | 2,1 | 3,4 |
| V/Ni | 0,69 | 0,88 | 1,21 | 6,74 | 2,07 | 2,47 | 1,92 | 3,94 | 0,02 | 0,19 | 1,87 | 0,08 | 0,78 | 2,50 | 2,79 |
| Ti/Cr | — | — | 1,53 | — | 19,1 | 16,4 | 6,46 | 12,1 | 0,15 | 0,58 | 4,05 | 0,15 | 0,14 | 6,70 | 9,35 |
| Cr/V | 7,2 | 11,3 | 5,9 | 1,5 | 1,4 | 1,6 | 1,4 | 1,1 | 72,0 | 19,4 | 3,4 | 12,3 | 7,8 | 2,4 | 1,2 |

Примечание. 1—14 — вулкан Шивелуч: 1, 2 — дуниты, 3 — гарцбургит, 4 — аподунит, 5—7 — верлиты, 8 — клинопироксенит, 9 — плагиоклазовый клинопироксенит, 10—13 — амфиболитизированные пироксениты, 14 — ороговикованный вебстерит; 15—21 — вулкан Авачинский: 15, 16 — верлиты, 17 — амфиболитизированный пироксенит, 18 — кортландит, 19—21 — горблендиты; 22, 23 — ареальная зона Ичинского вулкана: 22 — плагиокласодержащие клинопироксениты и 23 — вебстерит. I—VII — средние содержания микроэлементов в различных типах пород. I—III — вулкан Шивелуч: I — дуниты, гарцбургиты (1—4), II — верлиты (5, 6, 7), III — амфиболитизированные пироксениты, пироксениты (8—14); IV—VI вулкан Авача: IV — дуниты, гарцбургиты (Сахно и др., 1971), V — верлиты, пироксениты (15—17), VI — кортландиты и горблендиты (18—21); VII — ареальная зона Ичинского вулкана — пироксениты (22—23). Во всех пробах содержание La ниже чувствительности метода (<5 г/т), а определению Ce мешают высокие концентрации Sr. Na и K — вес. %; остальные элементы — г/т. Химические составы анализируемых пород приводятся в Приложении 1. По Авачинскому вулкану анализировались образцы из коллекции А. Е. Фарберова.

Содержание главных и редких элементов в минералах ультраосновных включений и альпинотипных гипербазитов Камчатки

| Элемент | Оливин | | Ортопироксен | | Клинопироксен | |
|---------|-----------|----------|--------------|----------|---------------|----------|
| | 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| Mg | 29,48(13) | 29,94(8) | 20,44(2) | 20,14(1) | 10,79(4) | 10,28(8) |
| Fe | 6,89(13) | 6,65(8) | 4,92(2) | 4,68(2) | 3,56(4) | 3,44(8) |
| Ca | 0,28(14) | 0,32(8) | 1,01(2) | 0,90(2) | 14,44(4) | 14,34(8) |
| Ni | 2141(6) | 2610(4) | 867(2) | 876(2) | 264(4) | 230(8) |
| Co | 202(6) | 207(4) | 47(2) | 110(1) | 37(3) | 70(8) |
| Cr | 215(6) | 125(4) | 2464(2) | 3225(2) | 2318(4) | 3123(8) |
| Mn | 0,11(11) | 0,09(5) | 0,10(2) | 0,10(2) | 0,12(4) | 0,09(8) |
| Na | 0,04(1) | — | 0,17(2) | 0,11(2) | 0,28(4) | 0,30(8) |
| K | 0,062(1) | — | 0,056(2) | 0,08(2) | 0,047(3) | 0,061(8) |
| Rb | 1,2(1) | — | 0,7(2) | 0,7(2) | 0,4(3) | 0,5(4) |
| Li | 1,4(1) | — | 0,9(2) | 1,7(2) | 1,4(4) | 1,6(5) |
| Sr | — | — | 44(2) | 34(1) | 74(4) | 81(8) |
| f | 9,2 | 8,8 | 9,5 | 9,1 | 12,6 | 12,6 |
| Ni/Co | 10,6 | 12,6 | 18,4 | 8,0 | 7,1 | 3,3 |
| En | — | — | 88,2 | 88,7 | 51,1 | 50,2 |
| Fs | — | — | 9,2 | 8,9 | 7,4 | 7,2 |
| Wo | — | — | 2,6 | 2,4 | 41,5 | 42,6 |

Примечание. 1 — ультраосновные включения, 2 — альпинотипные гарцбургиты (сравниваются оливины и ортопироксены из дунит-гарцбургитовой и клинопироксены из верлит-пироксеновой ассоциаций). En, Fs, Wo — мол. %; Mg, Fe, Ca, Mn, Na, K — вес. %; остальные элементы — г/т.

тип включений. Для Авачинского вулкана обычны оливинсодержащие амфиболовые пироксениты, дающие переходы к кортландитам и горнблендитам. Иногда встречаются верлиты и амфиболовые верлиты. На Шивелу-че преобладают пироксениты, в различной степени амфиболизированные с обильными выделениями магнетита. Встречено также несколько включений верлитов с полосами существенно оливинового состава. В целом в породах отмечаются сравнительно железистый оливин ($Fo = 78-87$), железистый ($f_{cp} = 19,3$) и малохромистый клинопироксен (см. табл. 9), амфибол и почти полностью отсутствует ортопироксен. В качестве акцессорного минерала присутствует магнетит.

Катаклаз и перекристаллизация в этой группе включений проявлены слабее, чем в гарцбургитах, хотя нередко встречаются оливины со спайностью и двойникованием. Включения кортландитов нередко имеют реакционную амфиболовую оторочку, а пироксениты замещаются ортопироксеном и бурой роговой обманкой.

Данные по петрохимии и редкоэлементному составу пород и минералов ультраосновных включений приведены в табл. 8—11. Для сравнения в табл. 8 и 9 дается характеристика составов пород и минералов из ультраосновных включений в щелочных базальтах. Приведенные данные позволяют сделать следующие выводы.

1. Ультраосновные включения (дунит-гарцбургитовой ассоциации) по многим особенностям своего состава (низкая щелочность, невысокие содержания Ba и Sr, повышенные концентрации Ni, Co, Cr, высокая величина отношения Ni/Co и т. д.) близки к альпинотипным гипербазитам Кам-

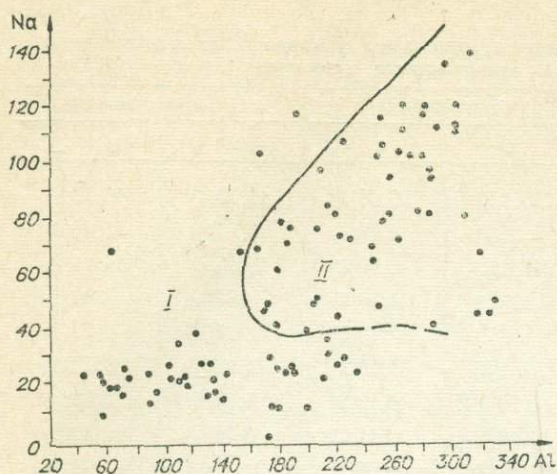


Рис. 8. Соотношение Na и Al (форм. ед.) в клинопироксенах [Колосков, Хотин, 1978].

I — поле альпинотипных гипербазитов и ультраосновных включений в вулканических породах Камчатки; II — поле включений шпинелевых перидотитов в щелочных базальтах.

ведены данные по распределению Na и Al (жадеитовая составляющая) в клинопироксенах из альпинотипных гипербазитов, ультраосновных включений и включений шпинелевых перидотитов из щелочных базальтов [Колосков, Хотин, 1978]. На диаграмме Na—Al четко выделяются два поля фигуративных точек — одно с низким содержанием Na и Al для пироксенов из альпинотипных гипербазитов и включений, а другое с более высокими концентрациями этих элементов — для пироксенов из шпинелевых перидотитов. Эти результаты хорошо согласуются с экспериментальными данными [Boyd, 1973], которые свидетельствуют о возрастании жадеитовой составляющей в клинопироксенах с ростом давления и температуры (шпинелевые перидотиты — более глубинные образования), и в то же время подтверждают предположение о том, что ультраосновные включения дунит-гарцбургитовой ассоциации являются обломками альпинотипных гипербазитов, слагающих, в частности, основание меланократового фундамента. Об этом же свидетельствуют отмеченные выше случаи катаклаза, перекристаллизации и метаморфизма включений еще до их попадания в магматические расплавы [Щека и др., 1970; Щека, 1976].

2. При сравнении однотипных ультраосновных включений вулканов Авача и Шивелуч последние несколько обогащены щелочами и литофильными редкими элементами (Rb, Ba, Sr и др.). Особенно это касается пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации. Если породы этой ассоциации на вулкане Авача в целом по геохимической характеристике близки к породам габбро-пироксенитовой части разреза п-ова Камчатский мыс (см. табл. 2)*, то на Шивелуче колебания состава включений значительно шире. Наряду с ксенолитами, похожими на Авачинские, здесь присутствуют породы, в которых содержания K, Rb, Ba значительно более высокие. Это свидетельствует о том, что часть из данных включений аналогична породам, развитым в районе выходов фундамента хр. Кумроч. По предварительным данным, в пироксенитах из включений в базальтах ареальной зоны Ичинского вулкана (Срединный хребет) тенденция к увеличению щелочности, титанистости, глиноземистости сохраняется (см. табл. 8, колонка III).

Таким образом, изучение ультраосновных ксенолитов в вулканических постройках Камчатки в целом не только подтверждает выводы, полу-

* Следует отметить, что в отдельных случаях в ксенолитах отмечается некоторое повышение содержаний K и других литофильных редких элементов, что может быть связано с процессами метасоматоза и перекристаллизации, которым в той или иной степени подвергались включения.

ченные ранее при изучении пород фундамента, но и позволяет внести в них некоторые коррективы.

В частности, находки дунит-гарцбургитовых пород в продуктах извержений вулкана Шивелуч дают основание предполагать, что и в районе Центрально-Камчатской депрессии, более удаленной от глубоководного желоба, в основании меланократового фундамента присутствует кора океанического типа. Однако с удалением от глубоководного желоба состав фундамента изменяется в сторону увеличения легкоплавкой составляющей, как за счет более длительных процессов преобразования нижних частей коры и верхней мантии потоками ювенильного вещества, так и за счет остановки и кристаллизации формирующихся на глубине магматических расплавов. С этой точки зрения часть включений пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации особенно с повышенными содержаниями литофильных редких элементов может быть отнесена к родственным включениям. Об этом же свидетельствует близость составов минералов включений этой ассоциации к составам наиболее высокотемпературных генераций минералов-вкрапленников вмещающих лав и наличие верлитовых оторочек вокруг гарцбургитовых включений.

Следует отметить и еще одно немаловажное обстоятельство. Поскольку вулканы Авача и Шивелуч сложены преимущественно андезитами, то андезитовые расплавы должны формироваться или ниже уровня меланократового фундамента или, по крайней мере, в его пределах.

Сравнение составов ультраосновных включений в районах островных дуг типа Камчатки с составами ксенолитов из щелочных базальтов и кимберлитов на континентах и в океанах показывает, что включения, слагающие фундамент островных дуг, в значительной степени обеднены базальтовой составляющей (Al, Ti, Ca, Na), литофильными редкими элементами (K, Rb, Ba, Sr и др.) по сравнению с включениями, выносимыми расплавами на поверхность в другой геолого-тектонической обстановке. Кроме того, состав сосуществующих минералов в островодужных включениях свидетельствует об их формировании при более низких *PT*-условиях по сравнению со шпинелевыми и тем более гранатовыми перидотитами. Все это позволяет говорить об относительно небольшой глубине зарождения магматических расплавов в островодужных областях, очевидно, вблизи границы Мохо, где еще устойчивы такие минералы, как амфибол и, возможно, плагиоклаз.

ВКЛЮЧЕНИЯ ПОРОД ОСНОВНОГО СОСТАВА

Это наиболее обычный тип включений в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги (см. рис. 7). Среди них широко распространены как разнообразные габброиды, так и метаморфизованные в различной степени породы, представленные амфиболитами и кристаллическими сланцами [Ермаков и др., 1978]. К этой же группе мы относим своеобразные оливин-пироксен-анортитовые включения, отвечающие по составу алливалитам и троктолитам [Волынец и др., 1978].

Включения основного состава встречены на многих вулканах Восточной вулканической зоны (Ильинский, Желтовский, Ксудач, Мутновский, Авачинский, Малый Семячик, Кихпинич, Кроноцкий и др.), Центральной Камчатской депрессии (Шивелуч, Харчинский, Ключевской, Безымянный и др.) и Срединного хребта (ареальная зона Ичинского вулкана, Хангар и др.). Эта же ассоциация наиболее характерна и для вулканов Курильских островов [Федорченко, Родионова, 1975].

В большинстве случаев включения встречаются среди пирокластических отложений, в меньшей мере — в экструзивных куполах и наиболее редко — в лавовых потоках. Вмещающие включения породы варьируют

по составу от базальтов до дацитов. Ксенолиты метаморфических и интрузивных пород с амфиболом распространены главным образом в роговообманковых андезитах и андезито-базальтах, а оливин-пироксеновые габбросиды и пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы — в безамфиболовых разностях вулканических пород. Что касается оливин-анортитовых включений, то для них наиболее обычно нахождение в андезитовой и дацитовой пирокластике, хотя они встречаются и в породах базальтового состава.

Оливин-анортитовая ассоциация распространена исключительно в пределах Восточной и Южной Камчатки и на о-вах Курильской дуги (вулканы Кихпинич, Малый Семячик, Мутновский, Ксудач, Желтовский, Ильинский, Камбальный, Кошелева, кальдера Немо, Тао-Русыр, Заварицкого, Головнина и др.). До сих пор эти включения не встречены в вулканических зонах Центральной Камчатской депрессии и Срединного хребта. Характерной особенностью вулканов, где обнаружены подобные включения, является постоянное присутствие в их составе низкокальциевых базальтов типа *островодужных толеитов* [Волюнец и др., 1978]. Присутствие этих включений и их ассоциация с низкокальциевыми сериями пород типично для Северо-Восточной Японии [Kuno, 1950; Issiki, 1963] и, по видимому, для всей западной части Тихоокеанского кольца.

На многих вулканах оливин-анортитовые включения ассоциируют с включениями оливиновых и двупироксеновых габбро, диоритов, гранофировых и микропегматитовых гранодиоритов и гранитов (Ильинский, Малый Семячик, Ксудач, Головнина и др.). Ассоциация же подобных включений с бесполовошпатовыми ультраосновными породами, а также с включениями амфиболитов и амфиболовых габбро авторами не наблюдалась.

Форма включений весьма разнообразна — от обломочной или глыбовой до уплощенной или округлой, размеры колеблются от первых сантиметров до 1—1,5 м. Преобладают обычно крупнокристаллические разности с величиной отдельных кристаллов в 5—25 мм, хотя встречаются и резко порфировидные породы с полукристаллической основной массой. Текстуры включений весьма неоднородны — от пегматоидных и друзовых в центральных частях до мелкозернистых и роговиковых в контактовых оторочках. Наряду с концентрически-зональными включениями иногда встречаются разности с радиально-центрическим расположением минералов. В пегматоидных разностях обычно пустоты, выполненные шлаковидным базальтом. По данным Ю. М. Дубика (1969), многие оливин-анортитовые включения в дацитовых игнимбритах кальдеры Ксудач имеют также и базальтовые оторочки. Иногда оливин-анортитовым включениям свойственна грубополосчатая текстура, что выражается в обогащении отдельных вытянутых зон темноцветными минералами [Эрлих, Кутиев, 1975]. Интересно отметить, что полосчатость резко обрывается на контакте с вмещающими породами. Это свидетельствует о том, что полосчатая текстура возникла еще до попадания включения в расплав.

Главные минералы включений — анортит, оливин и клинопироксен. В клинопироксенсодержащих разностях встречается магнетит, а иногда ортопироксен и амфибол. Как правило, во включениях присутствует небольшое количество вулканического стекла. Хотя соотношения главных минералов варьируют, среди включений преобладают лейкократовые разности.

В табл. 12 приведены данные по содержанию петрогенных и редких элементов в главных минералах включений. Здесь же для сравнения даны составы соответствующих минералов из базальтов вулканов, где развиты эти включения.

Из приведенных данных видно, что темноцветные минералы оливин-анортитовых включений отличаются от соответствующих минералов ультраосновных бесполовошпатовых включений (см. табл. 9 и 11) заметно

Состав минералов оливин-анортитовых включений и низкокальцевых базальтов

| Элемент | Включения | | | | | | | Базальты | | |
|---------|-----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| Al | 18,44(3) | 0,42(3) | 2,23(3) | 18,72(18) | 0,31(15) | 2,64(14) | — | — | — | — |
| Ca | 13,1(8) | 0,15(3) | 15,11(4) | 13,37(30) | 0,52(25) | 14,85(14) | 12,0(5) | 13,13(14) | 0,41(20) | 13,76(5) |
| Na | 0,68(8) | — | 0,19(4) | 0,57(30) | 0,037(2) | 0,30(14) | 1,1(5) | 0,79(14) | 0,076(7) | 0,25(5) |
| K | 0,04(8) | — | 0,057(4) | 0,04(30) | 0,037(2) | 0,093(14) | 0,13(5) | 0,11(14) | 0,057(7) | 0,054(5) |
| Rb | 0,3(2) | — | 1,2(1) | 0,4(13) | 1,35(2) | 1,1(2) | 1,5(5) | 0,8(12) | 1,2(7) | 0,7(5) |
| Li | — | — | 2,0(1) | 1,6(12) | 2,4(1) | 1,6(2) | 2,6(5) | 1,5(11) | 1,4(5) | 2,8(4) |
| Ba | — | — | — | 20(13) | — | — | 17(5) | 17(6) | — | — |
| Sr | 533(2) | — | 128(1) | 523(13) | — | 90(3) | 376(5) | 445(6) | — | 77(5) |
| Mg | — | 23,16(3) | 8,93(4) | — | 23,94(23) | 8,93(14) | 0,12(5) | 0,1(9) | 24,27(14) | 9,41(5) |
| Fe | 0,83(3) | 17,58(3) | 5,77(4) | 0,53(19) | 15,33(23) | 5,75(14) | 0,68(5) | 0,57(10) | 14,9(14) | 6,22(5) |
| Mn | — | 0,24(2) | 0,13(4) | — | 0,24(19) | 0,13(15) | 0,009(5) | 0,007(11) | 0,21(14) | — |
| Ni | — | 240(1) | 57(7) | — | 415(10) | 73(14) | — | — | 620(13) | 134(5) |
| Co | — | 270(1) | 62(7) | — | 259(10) | 81(14) | — | — | 245(13) | 56(5) |
| Cr | — | 45(2) | 814(7) | — | 52(10) | 882(14) | — | — | 81(12) | 1107(4) |
| K/Rb | 1330 | — | 475 | 1000 | 270 | 845 | 870 | 1270 | 460 | 771 |
| Ca/Sr | 246 | — | 1180 | 258 | — | 1660 | 319 | 293 | — | 1787 |
| Ni/Co | — | 0,9 | 0,92 | — | 1,6 | 0,90 | — | — | 2,5 | 2,39 |
| An | 91,8 | — | — | 92,9 | — | — | 86,1 | 90,3 | — | — |
| Ab | 7,9 | — | — | 6,7 | — | — | 13,0 | 9,0 | — | — |
| Or | 0,3 | — | — | 0,4 | — | — | 0,9 | 0,7 | — | — |
| f | — | 24,7 | 21,9 | — | 21,8 | 20,7 | — | — | 20,8 | 22,3 |
| En | — | — | 43,3 | — | — | 43,9 | — | — | — | 46,0 |
| Fs | — | — | 12,2 | — | — | 11,5 | — | — | — | 13,2 |
| Wo | — | — | 44,5 | — | — | 44,6 | — | — | — | 40,8 |

Примечание. 1—3 минералы из включений Курильских островов: 1 — плагиоклаз, 2 — оливин, 3 — клинопироксен; 4—6 — минералы из включений Камчатки: 4 — плагиоклаз, 5 — оливин, 6 — клинопироксен; 7 — плагиоклаз из базальтов Курил; 8—10 — минералы из базальтов Камчатки: 8 — плагиоклаз, 9 — оливин, 10 — клинопироксен. Al, Ca, Na, K, Mg, Fe, Mn — вес. %; остальные элементы — г/т; An, Ab, Or, En, Fs, Wo — мол. %.

Содержание Sr ($n \cdot 10^{-4}\%$) и величина отношений Ca/Sr в плагиоклазах включений, базальтах и вкрапленниках плагиоклаза из базальтов ряда вулканов

| Вулкан | Плагиоклазы включений | | | | | | Плагиоклазы базальтов | | | | | | Валовые составы базальтов | |
|---|-----------------------|-----------|---------------------|-----------|---------------------|---|-----------------------|---------------------|-------|---------|-----|-------|---------------------------|--|
| | n | Sr | | Ca/Sr | | n | Sr | | Ca/Sr | | Sr | Ca/Sr | | |
| | | \bar{c} | $c_{min} - c_{max}$ | \bar{c} | $c_{min} - c_{max}$ | | \bar{c} | $c_{min} - c_{max}$ | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | |
| Кихинич Ксудач Ильинский, Желтовский Малый Семьячк Авачинский Мутновский Ветровой Алауд | 4 | 450 | 445—465 | 300 | 290—310 | — | — | — | — | — | 275 | 240 | | |
| | 3 | 500 | 485—510 | 265 | 260—275 | 2 | 450 | 445—455 | 290 | 280—300 | — | — | | |
| | 3 | 510 | 450—540 | 255 | 235—295 | 2 | 490 | 455—525 | 280 | 260—300 | 340 | 230 | | |
| | 2 | 610 | 570—645 | 210 | 200—230 | 7 | 570 | 475—625 | 225 | 185—265 | 360 | 215 | | |
| | 1 | 645 | — | 200 | — | — | — | — | — | — | — | — | | |
| | 3 | 690 | 635—720 | 190 | 180—200 | 1 | 715 | — | 190 | — | 425 | 180 | | |
| | 2 | 885 | 825—945 | 155 | 140—170 | — | — | — | — | — | — | — | | |
| | 1 | 995 | — | 135 | — | 3 | 1095 | 1040—1160 | 110 | 100—120 | 635 | 115 | | |
| | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | |

Примечание. n здесь и далее — число анализов, \bar{c} — среднее значение величин, $c_{\min} - c_{\max}$ — интервал значений от минимального до максимального.

большой железистостью, глиноземистостью, резко пониженными содержаниями Ni и Cr и уменьшением величины отношения Ni/Co. В то же время по этим параметрам они близки к вкрапленникам низкокальцевых базальтов, хотя концентрации Ni и Cr в минералах включений несколько ниже. Аналогичная картина наблюдается и в отношении плагиоклазов. Правда, плагиоклазы базальтов незначительно обогащены альбитовой и ортоклазовой составляющей.

Отмеченное сходство подтверждается синхронным изменением содержаний Sr и величины отношения Ca/Sr в плагиоклазах включений, вкрапленников базальтов и в валовых составах базальтов различных вулканов (табл. 13). Следует указать также на отсутствие закономерной связи между щелочностью плагиоклаза и железистостью оливина и клинопироксена, хотя наличие такой связи обычно для минералов дифференцированных расслоенных интрузий и траппов [Уэйджер, Браун, 1970; Нестеренко, Альмухамедов, 1973]. Кроме того, состав главных минералов включений не обнаруживает какой-либо зависимости от их структуры, оставаясь постоянным в разных по зернистости зонах одного включения [Щека и др., 1970].

Что касается валового химического состава, то оливин-анортитовые включения отличаются низкими содержаниями кремнезема (38—45%), щелочей (около 1%) и титана (<0,5%), тогда как концентрации магния, алюминия, железа и кальция варьируют в зависимости от количественных соотношений породообразующих минералов. Однако в целом включения сравнительно лейкократовые (табл. 14).

Габброиды. Эти включения распространены наиболее широко и известны в большинстве вулканических построек Кури-

Химический состав габброидных включений в четвертичных вулканических породах Камчатки и Курильских островов

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| SiO ₂ | 44,63 | 43,08 | 41,26 | 42,61 | 41,12 | 48,87 | 50,10 | 48,30 | 49,61 | 53,99 | 54,16 | 54,88 |
| TiO ₂ | 0,86 | 0,99 | 1,21 | 0,31 | 0,43 | 0,91 | 0,85 | 0,90 | 0,53 | 0,77 | 0,90 | 0,80 |
| Al ₂ O ₃ | 19,05 | 17,25 | 19,89 | 22,81 | 21,15 | 18,58 | 15,94 | 20,30 | 19,23 | 15,78 | 16,60 | 17,75 |
| Fe ₂ O ₃ общ | 11,24 | 14,69 | 12,55 | 7,86 | 12,30 | 9,42 | 10,20 | 10,66 | 10,58 | 8,81 | 9,45 | 9,26 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,83 | 7,52 | 6,59 | 2,01 | 6,76 | 3,79 | — | 5,47 | 4,24 | — | 3,86 | 4,35 |
| FeO | 4,87 | 6,46 | 5,37 | 5,27 | 4,99 | 5,07 | — | 4,67 | 5,71 | — | 5,04 | 4,42 |
| MnO | 0,17 | 0,19 | 0,15 | 0,12 | 0,17 | 0,20 | 0,17 | 0,19 | 0,16 | 0,14 | 0,19 | 0,17 |
| MgO | 8,39 | 10,41 | 7,75 | 11,49 | 9,20 | 7,67 | 9,01 | 5,96 | 6,29 | 6,80 | 5,78 | 3,53 |
| CaO | 11,85 | 11,46 | 14,23 | 14,31 | 14,38 | 10,51 | 10,13 | 10,87 | 10,73 | 8,31 | 8,18 | 9,20 |
| Na ₂ O | 2,45 | 1,75 | 1,86 | 0,88 | 0,70 | 2,37 | 3,11 | 2,52 | 2,48 | 3,65 | 3,42 | 3,61 |
| K ₂ O | 0,66 | 0,42 | 0,23 | 0,11 | 0,11 | 0,60 | 0,52 | 0,47 | 0,42 | 0,85 | 1,13 | 0,51 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,12 | 0,23 | 0,08 | 0,06 | 0,17 | 0,24 | 0,19 | 0,05 | 0,23 | 0,21 | 0,21 |
| П. п. п. | 0,83 | 0,34 | 0,49 | 0,15 | 0,54 | 0,48 | 0,40 | 0,30 | 0,50 | 0,27 | 0,27 | 0,61 |
| Σ | 99,62 | 99,99 | 100,31 | 100,16 | 99,61 | 99,22 | 99,97 | 100,14 | 99,95 | 99,60 | 99,74 | 100,04 |
| Интервал SiO ₂ | 41,5—46,5 | 40,1—46,5 | 38,9—44,4 | 39,2—45,4 | 38,65—43,9 | 45,5— 52,4 | 49,5— 51,5 | 46,8— 51,0 | 46,0— 52,5 | 53,3— 54,7 | 53,3— 56,6 | 54,6— 55,2 |
| f | 40,4 | 41,6 | 45,0 | 23,5 | 40,3 | 38,2 | 36,5 | 47,5 | 45,8 | 39,4 | 45,0 | 57,1 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0,27 | 0,24 | 0,12 | 0,12 | 0,16 | 0,25 | 0,17 | 0,19 | 0,17 | 0,23 | 0,33 | 0,14 |
| n | 7 | 6 | 8 | 14 | 15 | 12 | 6 | 7 | 36 | 9 | 8 | 2 |

Примечание. 1—3 — низкремнеземистые разновидности габбро: 1 — вулкан Шивелуч, 2 — Ключевская группа вулканов, 3 — вулкан Авача; 4, 5 — оливин-пироксен-анортитовые включения: 4 — вулканы Восточной и Южной Камчатки и 5 — Курильских островов; 6—9 — умеренно кремнеземистые разновидности габбро: 6 — вулканы Среднего хребта, 7 — вулкан Шивелуч, 8 — Ключевская группа вулканов, 9 — вулканы Курильских островов; 10—12 — габбро-диориты: 10 — вулкан Шивелуч, 11 — Ключевская группа вулканов, 12 — вулкан Авача. 5 и 9 — использованы данные В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой (1975) и материалы авторов. 2, 8, 11 — рассчитаны по данным В. А. Ермакова и др. (1978).

ло-Камчатской дуги. Среди габброидов можно выделить несколько петрографических типов в зависимости от количественных соотношений породообразующих минералов, начиная от лейкократовых разностей типа анортозитов и кончая меланократовыми, где содержание темноцветных минералов достигает 50—60%, хотя преобладают породы с цветным индексом 25—35%. По составу темноцветных минералов кроме обычных габбро (существенно клинопироксеновых) отмечаются габбро-нориты, а также оливиновые и амфиболовые разности. Для последних в большинстве случаев устанавливается метаморфическая или метасоматическая природа амфибола. Это подтверждается наличием реликтовых фаз, явлениями перекристаллизации вплоть до образования пегматоидных разностей, катаклаза и т. д. [Ермаков и др., 1978].

Габброиды встречаются как в виде самостоятельных включений, так и в виде оторочек вокруг ядер, сложенных ультраосновными породами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Нередко отмечаются также случаи, когда в пределах одного включения наблюдаются тесные ассоциации гипербазитов, горнблендитов, амфиболитов и амфиболовых габбро. Что касается процессов взаимодействия расплава с габброидами, то наиболее обычно ороговикование включений и появление в них пленочного стекла.

По химическому составу среди габброидов отчетливо выделяются разности с пониженным и умеренным содержанием кремнезема. Реже встречаются породы, которые по количеству SiO_2 следует относить к габбро-диоритам (см. табл. 14).

В табл. 15 приведены данные по редкоэлементному составу включений. Представленные результаты позволяют сделать следующие выводы.

1. Несмотря на то, что низкокремнеземистые разности по содержанию SiO_2 близки к оливин-анортозитовым включениям, они обладают более высокой щелочностью и титанистостью.

2. Как и в случае ультраосновных включений, габброиды вулкана Авача отличаются от близких по основности включений вулканов Ключевской группы и Шивелуча пониженными содержаниями К и связанных с ним редких элементов, а в отношении минерального состава — заметно большей кальциевостью плагиоклаза (что было ранее отмечено В. А. Ермаковым и др., 1978) и амфибола (табл. 16). Амфиболы из включений и лав Авачи отличаются от амфиболов из соответствующих пород Шивелуча более низкими отношениями K/Na и Rb/Sr . В то же время габброидные включения вулкана Шивелуч выделяются среди других повышенной магниельностью.

3. Среди габброидных включений выделяются группы пород, которые по химическому и редкоэлементному составу практически идентичны соответствующим по основности разностям вулканитов, проявленных в разрезах конкретных вулканов. Таковы, например, габбро-диориты вулканов Шивелуча и Авача (см. табл. 14, колонки 10 и 12; табл. 15, колонки 8—17, 25—27) или габбро вулканов Тэо-Русыр и Головинина (см. табл. 15, колонки 28—31, 33). Отметим также, что состав плагиоклаза габбро-диоритов Шивелуча совершенно аналогичен среднему составу вкрапленников плагиоклаза андезито-базальтов и андезитов этого вулкана (см. табл. 16), что еще раз указывает на родственность этих пород.

4. Вместе с тем часть габброидных включений по составу не имеет аналогов среди вмещающих их вулканитов. Это относится, в первую очередь, к низкокремнеземистым разностям габбро. Разности с умеренным содержанием SiO_2 , хотя и близки по основности к базальтам соответствующих вулканов, как правило, отличаются от них более низкими содержаниями К и более высокой глиноземистостью.

Включения метаморфических пород. Среди этой группы включений наиболее распространены различные кристаллические сланцы и амфиболиты. Включения метаморфических пород по сравнению с габброидами

Содержание микроэлементов в габброидных включениях вулканов Камчатки и Курильских островов

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|------------------|---------|---------|-------|---------|-------|-------|---------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 42,77 | 43,96 | 49,88 | — | 49,53 | 50,29 | 49,53 | — | — | 53,28 | 53,37 | 54,11 | 54,13 | 54,19 |
| Na | 1,62 | 1,06 | 1,60 | — | 2,06 | 2,78 | 2,44 | — | — | 2,33 | 3,12 | 2,92 | 2,84 | 2,74 |
| K | 0,39 | 0,32 | 0,26 | 0,28 | 0,47 | 0,60 | 0,52 | — | — | 0,59 | 0,74 | 0,56 | 0,66 | 0,72 |
| Rb | 2,4 | 2,8 | 4,5 | 2,9 | 9,8 | 10,0 | 4,0 | — | — | 7,8 | 16,0 | 6,4 | 11,8 | 10,3 |
| Li | 3,9 | 14,8 | 5,8 | 7,6 | 10,5 | 13,5 | 20,0 | — | — | 9,1 | 23,0 | 8,3 | 24,0 | 17,0 |
| F | 440 | 160 | 410 | — | — | — | — | 630 | 320 | 620 | — | 360 | — | — |
| Be | 0,20 | 0,15 | 0,35 | — | — | — | — | 0,65 | 0,6 | 0,5 | — | 0,4 | — | — |
| Ba | 200 | 260 | 260 | 270 | 290 | 1100 | 260 | 420 | 350 | 470 | 470 | 440 | 470 | 410 |
| Sr | 570 | 630 | 320 | 260 | 430 | 810 | 450 | 940 | 440 | 400 | 440 | 400 | 390 | 520 |
| Ni | 40 | 49 | 380 | 460 | 130 | 36 | 75 | 23 | 64 | 63 | 60 | 22 | 270 | 110 |
| Co | 38 | 27 | 55 | 87 | 66 | 46 | 56 | 28 | 24 | 28 | 51 | 21 | 77 | 75 |
| Cr | 100 | 30 | 850 | 1300 | 380 | 72 | 230 | 53 | 200 | 330 | 180 | 380 | 830 | 430 |
| V | 540 | 600 | 300 | 150 | 260 | 200 | 260 | 420 | 220 | 210 | 250 | 320 | 180 | 240 |
| Ti | 0,49 | 0,37 | 0,43 | — | 0,41 | 0,47 | 0,65 | — | — | 0,44 | 0,54 | 0,47 | 0,47 | 0,52 |
| P | 0,01 | He обн. | 0,19 | — | 0,08 | 0,20 | 0,02 | — | — | 0,31 | 0,08 | 0,04 | 0,06 | 0,10 |
| Pb | 5,4 | 3,9 | — | — | 4,7 | 7,8 | 6,3 | 5,3 | — | 2,7 | 4,8 | 3,8 | 5,7 | 6,8 |
| Zn | 170 | 135 | 145 | 80 | 120 | 170 | 162 | 155 | — | 158 | 170 | 142 | 162 | 182 |
| Sn | 1,9 | 2,4 | — | — | 1,6 | 3,0 | 2,3 | 1,9 | — | — | 3,7 | — | 2,6 | 4,1 |
| La | He обн. | He обн. | 7,0 | He обн. | 6,0 | 26,0 | He обн. | 16,0 | — | 7,0 | 9,0 | 7,0 | 7,0 | 7,0 |
| Ce | 50 | 50 | 30 | — | 60 | 60 | 45 | 80 | — | 60 | 50 | 50 | 50 | 80 |
| Nd | 10 | 10 | 10 | 8 | 10 | 28 | 20 | 20 | — | 10 | 18 | 10 | 12 | 12 |
| Y | 9,5 | 5,0 | 10,0 | 9,0 | 12,0 | 12,0 | 17,0 | 12,0 | — | 13,0 | 13,0 | 13,0 | 12,0 | 13 |
| Yb | 2,9 | 2,2 | 2,5 | 2,1 | 3,0 | 3,3 | 3,4 | 3,3 | — | 2,8 | 2,9 | 2,9 | 3,0 | 3,4 |
| K/Na | 0,24 | 0,30 | 0,16 | — | 0,23 | 0,21 | 0,21 | — | — | 0,27 | 0,24 | 0,19 | 0,23 | 0,26 |
| K/Rb | 1625 | 1142 | 578 | 965 | 480 | 600 | 1300 | — | — | 756 | 462 | 875 | 559 | 699 |
| Ba/Sr | 0,35 | 0,36 | 0,81 | 1,04 | 0,67 | 1,36 | 0,58 | 0,42 | 0,8 | 1,17 | 1,07 | 1,10 | 1,2 | 0,79 |
| 100 Rb/Sr | 0,42 | 0,44 | 1,40 | 1,11 | 2,28 | 1,23 | 0,89 | — | — | 1,95 | 3,63 | 1,60 | 3,02 | 1,98 |
| Ni/Co | 1,05 | 1,81 | 6,9 | 5,3 | 1,87 | 0,78 | 1,33 | 0,82 | 2,6 | 2,25 | 1,18 | 1,05 | 3,5 | 1,47 |
| V/Ni | 13,5 | 12,2 | 0,8 | 0,3 | 2,0 | 5,55 | 3,47 | 18,3 | 3,1 | 3,33 | 4,16 | 14,5 | 0,67 | 2,48 |
| Ti/Cr | 49 | 123 | 5,0 | — | 11 | 65 | 28 | — | — | 13 | 30 | 15 | 5,7 | 12 |
| Cr/V | 0,18 | 0,05 | 2,83 | 0,87 | 1,46 | 0,36 | 0,88 | 0,13 | 1,00 | 1,57 | 0,72 | 1,19 | 4,61 | 1,79 |
| La/Yb | — | — | 2,80 | — | 2,00 | 7,88 | — | 4,85 | — | 2,50 | 3,10 | 2,40 | 2,33 | 2,06 |

[illegible]

| Компо- нент | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 |
|------------------|---------|---------|---------|---------|---------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 49,80 | — | — | 42,80 | 51,42 | 45,46 | 45,79 | 46,18 | 46,98 | 47,87 | 48,36 | 49,17 | 50,39 | 51,62 |
| Na | 1,62 | — | — | 1,06 | 2,00 | 1,80 | 2,06 | 1,60 | 1,68 | 1,38 | 1,60 | 1,46 | 1,88 | 2,50 |
| K | 0,23 | — | — | 0,07 | 0,30 | 0,26 | 0,29 | 0,30 | 0,41 | 0,38 | 0,37 | 0,52 | 0,41 | 0,64 |
| Rb | 3,2 | — | — | 0,9 | 3,5 | 4,5 | 2 | 3 | 9,5 | 4,5 | 4 | 12 | 5 | 6 |
| Li | 2,5 | — | — | 3,7 | 1,3 | 6 | 4 | 11 | 8 | 22 | 7 | 7 | 6 | 3 |
| F | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Be | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ba | 110 | 140 | 147 | 45 | 65 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Sr | 310 | 320 | 300 | 190 | 180 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ni | 31 | 34 | 56 | 11 | 46 | 60 | — | 70 | 140 | 94 | 107 | 157 | 120 | 115 |
| Co | 77 | 64 | 98 | 28 | 38 | 35 | 35 | 49 | 31 | 39 | 37 | 44 | 22 | 40 |
| Cr | 120 | 72 | 210 | — | 45 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| V | 470 | 470 | 400 | 420 | 290 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ti | — | — | — | — | — | 0,60 | 0,98 | — | — | — | 0,27 | 0,41 | 0,21 | 0,61 |
| P | — | — | — | — | — | 0,11 | 0,03 | — | — | — | 0,10 | 0,03 | 0,04 | 0,06 |
| Pb | 9,6 | 10,7 | 4,0 | 7,1 | 6,8 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Zn | 158 | 142 | 155 | 129 | 142 | 114 | 100 | 134 | 47 | 80 | 60 | 70 | 60 | 83 |
| Sn | 3,2 | 3,2 | 3,4 | 4,5 | 1,0 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| La | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ce | — | — | ~30 | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Nd | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | Не обн. | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Y | 10,0 | 10,0 | 5,0 | 4,0 | 12,0 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Yb | 2,3 | 2,4 | 1,1 | 1,0 | 3,5 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| K/Na | 0,14 | — | — | 0,07 | 0,15 | 0,15 | 0,14 | 0,19 | 0,24 | 0,28 | 0,23 | 0,36 | 0,22 | 0,26 |
| K/Rb | 720 | — | — | 778 | 860 | 578 | 1450 | 1000 | 431 | 844 | 925 | 433 | 820 | 1067 |
| Ba/Sr | 0,35 | 0,44 | 0,49 | 0,24 | 0,36 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 100 Rb/Sr | 1,03 | — | — | 0,47 | 1,94 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ni/Co | 0,40 | 0,53 | 0,57 | 0,39 | 1,21 | 1,7 | — | 1,43 | 4,52 | 2,41 | 2,89 | 3,80 | 5,45 | 2,88 |
| V/Ni | 15,2 | 13,8 | 7,14 | 38,2 | 6,30 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ti/Cr | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Cr/V | 3,92 | 6,53 | 4,08 | — | 6,44 | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| La/Yb | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

| Компонент | 43 | 44 | 45 | 46 | I | II | III | IV | V | VI | VII |
|------------------|-------|-------|-------|-------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| SiO ₂ | 51,82 | 52,14 | 52,40 | 53,84 | 42,8—44,0 | 39,5—44,4 | 49,5—50,3 | 48,4—49,8 | 45,5—52,4 | 53,3—54,7 | 54,6—55,2 |
| Na | 2,28 | 2,02 | 1,92 | 3,24 | 1,36 | 1,50 | 2,22 | 1,46 | 1,84 | 2,75 | 2,48 |
| K | 0,72 | 0,33 | 0,52 | 1,24 | 0,35 | 0,23 | 0,43 | 0,25 | 0,43 | 0,71 | 0,36 |
| Rb | 12,0 | 3,5 | 6 | 18 | 2,6 | 2,4 | 6,2 | 3,4 | 6,0 | 11,3 | 4,0 |
| Li | 10,5 | 6 | 11 | 5 | 9,3 | 4,0 | 11,5 | 3,1 | 8,5 | 17,0 | 5,7 |
| F | — | — | — | — | 300 | — | 410 | — | — | 470 | 390 |
| Be | — | — | — | — | 0,17 | — | 0,35 | — | — | 0,51 | 0,30 |
| Ba | — | — | — | — | 215 | 54 | 270 | 134 | — | 442 | 375 |
| Sr | — | — | — | — | 600 | 308 | 365 | 310 | — | 507 | 305 |
| Ni | 125 | 95 | — | 59 | 44 | 40 | 216 | 42 | 108 | 74 | 72 |
| Co | 44 | 35 | — | 41 | 33 | 54 | 62 | 79 | 41 | 43 | 28 |
| Cr | — | — | — | — | 65 | 127 | 332 | 133 | — | 300 | 80 |
| V | — | — | — | — | 570 | 332 | 234 | 460 | — | 277 | 330 |
| Ti | 0,48 | 0,18 | — | — | 0,43 | 0,72 | 0,49 | — | 0,47 | 0,48 | 0,48 |
| P | 0,04 | 0,05 | — | — | <0,01 | 0,09 | 0,12 | — | 0,06 | 0,10 | 0,09 |
| Pb | — | — | — | — | 4,6 | 5,1 | 6,3 | 7,0 | — | 4,5 | 5,5 |
| Zn | 131 | 92 | — | 107 | 152 | 177 | 135 | 142 | 88 | 154 | 234 |
| Sn | — | — | — | — | 2,1 | 2,7 | 2,3 | 3,2 | — | 3,5 | 3,8 |
| La | — | — | — | — | He обн. | He, обн. | 7,8 | He обн. | — | 7,7 | <10 |
| Ce | — | — | — | — | 50 | — | 60 | — | — | ~60 | <30 |
| Nd | — | — | — | — | 10 | <10 | 14 | He обн. | — | 12 | 13,5 |
| Y | — | — | — | — | 7,2 | 12 | 12 | 8,5 | — | 12,4 | 15,5 |
| Yb | — | — | — | — | 2,5 | 2,6 | 2,9 | 1,8 | — | 3,0 | 2,6 |
| K/Na | 0,32 | 0,16 | 0,27 | 0,38 | 0,26 | 0,15 | 0,19 | 0,17 | 0,23 | 0,26 | 0,14 |
| K/Rb | 600 | 943 | 867 | 689 | 1346 | 960 | 693 | 735 | 717 | 628 | 900 |
| Ba/Sr | — | — | — | — | 0,36 | 0,17 | 0,74 | 0,43 | — | 0,87 | 1,23 |
| 100 Rb/Sr | — | — | — | — | 0,43 | 0,78 | 1,70 | 1,10 | — | 2,23 | 1,31 |
| Ni/Co | 2,93 | 2,71 | — | 1,44 | 1,33 | 0,74 | 3,48 | 0,53 | 2,63 | 1,80 | 2,57 |
| V/Ni | — | — | — | — | 12,9 | 8,30 | 1,08 | 10,9 | — | 3,74 | 4,58 |
| Ti/Cr | — | — | — | — | 66 | 57 | 8,7 | — | — | 16 | 60 |
| Cr/V | — | — | — | — | 0,11 | 0,38 | 1,42 | 0,29 | — | 1,08 | 0,24 |
| La/Yb | — | — | — | — | — | — | 2,69 | — | — | 2,63 | — |

Примечание. 1—46 — частные анализы: 1—17 — вулкан Шивелуч, 18—27 — вулкан Авача, 28—31 — кальдера Тао-Русыр, о. Онекотан, 32, 33 — кальдера Головинна, о. Кунашир, 34—46 — ареальная зона Ичинского вулкана. I — VII — средние значения по типам пород: I — низкокременеземистые, II — низкокременеземистые, III — габброиды умеренной кремнеземистости вулкана Шивелуч (3—7), IV — габброиды умеренной кремнеземистости Курил (28—31, 33), V — габброиды умеренной кремнеземистости вулкана Шивелуч (34—46), VI — габбро-диориты вулкана Шивелуч (8—17), VII — габбро-диориты вулкана Авача (26—28). Химические составы анализируемых пород приводятся в Приложении 2. SiO₂, Na, K, Ti P — вес. %; остальные элементы — г/г. По Авачинскому вулкану анализировались образцы из коллекции А. И. Фарберова.

встречаются значительно реже, хотя на отдельных андезито-базальтовых и андезитовых вулканах (Авача, Шивелуч, Безымянный, Удины и др.) они являются одним из преобладающих типов.

По петрографическому составу среди метаморфических пород выделяются [Ермаков и др., 1978] амфиболиты, пироксен-амфиболовые, пироксен-плаггиоклазовые, оливин-пироксен-плаггиоклазовые сланцы. Очень редко встречаются также слюдистые сланцы и гранат-пироксен-плаггиоклазовые породы.

Амфиболиты отличаются от амфиболовых габбро в основном только по текстурно-структурным признакам. Они также сложены амфиболом и плаггиоклазом, соотношения между которыми варьируют. По наличию реликтовых остатков нередко отчетливо устанавливается, что амфиболиты развиваются по породам типа габброидов или базальтов, приобретая при этом характерные для метаморфических пород полосчатые, такситовые, порфиров-бластовые сланцеватые структуры и текстуры. Также, по-видимому, по базитам развиваются пироксен-плаггиоклазовые сланцы, состоящие главным образом из переменного количества плаггиоклаза и клинопироксена. В ряде случаев к клинопироксену присоединяются ортопироксен и оливин (оливин-пироксен-плаггиоклазовые сланцы). Часто пироксен-плаггиоклазовые включения катаклазированы, а пироксен в них в большей или меньшей степени амфиболизирован.

Пироксен-амфиболовые сланцы содержат не более 10% плаггиоклаза, тогда как относительные количества главных минералов (пироксена и амфибола) колеблются в широких пределах. Пироксен чаще представлен ортопироксеном. Следы первичных пород в этих сланцах, как правило, утрачены, но иногда удается установить, что они образуются по гипербазитам при их амфиболизации [Ермаков и др., 1978]. К пироксен-амфиболовым сланцам близки меланократовые существенно клинопироксеновые сланцы.

Главный минерал многих из изученных метаморфических пород — амфибол — относится к ряду паргаситов — феррогастингситов и характеризуется повышенным содержанием Al^{IV} [Волынец и др., 1975; Ермаков и др., 1978]. Состав амфиболов из амфиболитов и горнблендитов очень близок к составу амфиболов вмещающих андезитов и андезито-базальтов и отличается от последних (так же, как от амфиболов габброидов) более высоким уровнем концентрации хрома (см. табл. 16).

Изучение включений метаморфических пород показывает их значительную гетерогенность и сложные взаимоотношения. Иногда в одном образце можно видеть ассоциации различных пород-амфиболитов, сланцев, амфиболовых габбро, гипербазитов и пироксенитов с постепенными переходами между ними.

В табл. 17 приведены химические составы метаморфических включений, а в табл. 18 содержания редких элементов. В последнем случае данные касаются только вулканов Авача и Шивелуч. Так же, как и для габброидов, анализы сгруппированы не по петрографическим признакам, а по вещественному составу. Это связано с тем, что в пределах отдельных петрографических групп наблюдаются широкие колебания содержаний петрогенных и редких элементов. Все включения метаморфических пород были сгруппированы по их магнезиальности, так как среди этих пород нередко присутствуют разности, которые по содержанию Mg и связанных с ним элементов (Ni, Co, Cr) резко отличаются от средних типов вулканитов [Jakes, White, 1971], характерных для островных дуг. С этой точки зрения все включения были подразделены на три группы: $<8\% \text{ MgO}$, $8-12\% \text{ MgO}$, $>12\% \text{ MgO}$. Первая группа соответствует по магнезиальности наиболее распространенному типу четвертичных базальтов Курило-Камчатской дуги, вторая отвечает составу магнезиальных базальтов, а для третьей аналогов по магнезиальности не имеется. В первой группе среди включений преобладают пироксен-плаггиоклазовые сланцы, во второй —

Состав некоторых минералов включений амфиболитов и

| Эле- мент | Шивелуч | | | | | |
|--------------|----------|----------|-----------|-----------|----------|-----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| Ca | 7,69(3) | 6,94(2) | 8,35(1) | 6,41(3) | 7,41(10) | 6,24(9) |
| Na | 1,54(4) | 1,36(2) | 3,12(1) | 4,25(3) | 1,76(11) | 4,36(9) |
| K | 0,48(4) | 0,43(2) | 0,26(1) | 0,35(3) | 0,45(11) | 0,40(8) |
| Rb | 3,4(3) | 4,1(1) | 1,6(1) | 2,2(2) | 3,1(6) | 2,8(5) |
| Li | 8,0(3) | — | 3,8(1) | 2,5(2) | 9,8(5) | 8,3(5) |
| Ba | — | — | 190(1) | 420(1) | — | 267(3) |
| Sr | 347(3) | 240(1) | 1100(1) | 1200(1) | 320(6) | 1037(3) |
| Fe | 8,47(3) | 10,05(2) | 0,37(1) | 0,37(2) | 8,24(6) | 0,33(5) |
| Mg | 10,10(3) | 8,27(2) | 0,06(1) | 0,06(2) | 8,59(10) | 0,059(5) |
| Mn | 0,16(3) | 0,21(1) | 0,0046(1) | 0,0054(2) | 0,12(5) | 0,0059(5) |
| Ni | 263(3) | 120(1) | — | — | 203(6) | — |
| Co | 120(3) | 130(1) | — | — | 133(6) | — |
| Or | 1137(3) | 230(1) | — | — | 472(6) | — |
| K/Rb | 1411 | 1049 | 1188 | 1591 | 1452 | 1428 |
| Ca/Sr | 282 | 289 | 76 | 53 | 231 | 60 |
| Ni/Co | 2,19 | 0,92 | — | — | 1,53 | — |
| Ap | — | — | 61,2 | 46,6 | — | 45,2 |
| Ab | — | — | 37,4 | 50,8 | — | 51,8 |
| Or | — | — | 1,4 | 2,6 | — | 3,0 |
| f | 26,8 | 34,6 | — | — | 29,5 | — |

Примечание. 1—4 — минералы включений: 1 — амфибол из амфиболитов, 2 — амфибол (андезитов и андезито-базальтов); 5 — амфибол, 6 — плагиоклаз; 7 — 9 — минералы включений лав (андезитов и андезито-базальтов); 10 — амфибол, 11 — плагиоклаз вкрапленников, 12 — остальные элементы — г/т; Or, Ap, Ab, — мол. %.

амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые сланцы и в третьей — меланократовые пироксен-амфиболовые и пироксеновые сланцы.

Анализ данных, приведенных в табл. 17 и 18, позволяет отметить следующее:

1) включения метаморфических пород вулкана Авача характеризуются более низкими содержаниями щелочей, и в первую очередь калия по сравнению с включениями вулканов Ключевской группы и Шивелуча. Это относится и к литофильным редким элементам (Rb, Ba, Sr); 2) за исключением вулкана Авача в других вулканических постройках одинаковые по магнезиальности включения характеризуются значительными вариациями в содержании щелочей; 3) с увеличением степени магнезиальности включений в них наблюдается увеличение содержаний Ni, Co, Cr, величин отношений Ni/Co и Cr/V, уменьшение содержаний щелочей, Ba, Sr, Pb, Ti. Однако наиболее магнезиальные включения характеризуются увеличением отношения K/Na.

Вопросы генезиса включений основного состава

1. Большая часть включений габброидов, за исключением низкокремнеземистых разновидностей по петрохимическому и редкоэлементному составу, соответствует вулканическим породам островодужных областей.

амфиболовых габбро и окрашенников вмещающих лав

| Авачинский | | | | | |
|------------|---------|-----------|-----------|-----------|----------|
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 8,31(3) | 8,40(4) | 13,35(1) | 7,98 (10) | 7,52(3) | 14,01(2) |
| 1,10(3) | 1,46(4) | 1,12(1) | 1,83(9) | 3,72(3) | 0,61(2) |
| 0,28(3) | 0,27(4) | 0,18(1) | 0,36(9) | 0,25(3) | 0,04(1) |
| 2,4(1) | 1,9(2) | 1,7(1) | 1,7(8) | 3,2(3) | 0,2(1) |
| 7,2(2) | 2,7(2) | 1,5(1) | 9,1(6) | 11,6(3) | — |
| — | — | 12(1) | — | 133(3) | <20(1) |
| 275(2) | 400(2) | 430(1) | 282(8) | 600(3) | 655(1) |
| 8,82(3) | 9,96(4) | 0,43(1) | 8,89(8) | 0,35(3) | — |
| 9,43(3) | 8,97(4) | 0,187(1) | 9,29(9) | 0,061(3) | — |
| 0,27(3) | 0,15(4) | 0,0062(1) | 0,09(5) | 0,0078(3) | — |
| 230(2) | 120(1) | — | 187(8) | — | — |
| 105(2) | 65(2) | — | 109(8) | — | — |
| 1060(2) | 130(1) | — | 125(6) | — | — |
| 1167 | 1421 | 1060 | 2118 | 781 | 2000 |
| 302 | 210 | 310 | 283 | 125 | 214 |
| 2,19 | 2,0 | — | 1,71 | — | — |
| — | — | 86,8 | — | 54,2 | 93,0 |
| — | — | 12,0 | — | 44,0 | 6,7 |
| — | — | 1,2 | — | 1,8 | 0,3 |
| 28,9 | 32,5 | — | 29,3 | — | — |

фибол из габбро, 3 — плагиоклаз из габбро, 4 — плагиоклаз из габбро-диоритов; 5, 6 — минералы 7 — амфибол из амфиболитов, 8 — амфибол из габбро, 9 — плагиоклаз из габбро; 10—12 — минералы плагиоклаз мегакристов. Са, Na, K, Mg, Fe и Mn — вес. %;

Судя по содержаниям калия и литофильных редких элементов, среди них можно выделить, по крайней мере, аналоги толеитовых и известково-щелочных базальтов. Нередко включения характеризуются теми же петро-геохимическими особенностями, что и вмещающие их вулканиты. Например, как уже указывалось выше, и габброидные включения, и вмещающие их породы вулкана Шивелуч отличаются повышенной магнезиальностью, габбро-диориты вулкана Авача и габброиды кальдеры Головнина — пониженными содержаниями К, что свойственно и лавам этих вулканов и т. д. Все это позволяет сделать предположение, что часть габброидных включений представляет собой родственные образования, т. е. интрузивные аналоги вмещающих лав, закристаллизовавшиеся в более глубинных условиях.

Наряду с этим следует учитывать, что габброидные включения в пределах одного вулкана нередко обнаруживают значительные вариации по содержанию К и связанных с ним редких элементов. Так как случаи резких изменений в составе базальтов одной вулканической постройки сравнительно редки, можно думать, что некоторые из габброидных включений отражают состав корневых частей более древних вулканов или самостоятельных интрузий, хотя они в целом и сохраняют все особенности химизма вулканических продуктов островодужных областей (низкие содержания Ti, Ni, Cr, незначительная величина отношения Ni/Co и т. д.).

Это предположение подтверждается изучением состава фундамента в верхней части разреза хр. Кумроч, где, как уже указывалось выше,

Химический состав включений метаморфических пород вулканов Камчатки и Курильских островов

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|------------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| SiO ₂ | 47,22 | 46,97 | 47,56 | 48,28 | 41,05 | 48,83 | 48,39 | 51,50 | 42,64 |
| TiO ₂ | 0,48 | 0,55 | 0,73 | 0,82 | 1,37 | 0,57 | 0,76 | 1,03 | 0,42 |
| Al ₂ O ₃ | 9,29 | 8,94 | 12,22 | 14,69 | 16,62 | 18,21 | 18,33 | 17,93 | 20,84 |
| Fe ₂ O ₃ общ | 12,46 | 12,42 | 13,87 | 10,66 | 13,90 | 11,47 | 10,82 | 8,70 | 12,75 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,09 | 2,85 | 7,46 | 4,74 | — | 4,66 | 5,54 | 3,58 | 6,75 |
| FeO | 5,74 | 8,62 | 5,77 | 5,33 | — | 6,14 | 4,76 | 4,61 | 5,41 |
| MnO | 0,23 | 0,28 | 0,19 | 0,20 | 0,24 | 0,12 | 0,16 | 0,18 | 0,12 |
| MgO | 16,07 | 20,93 | 9,99 | 10,35 | 10,10 | 9,50 | 6,53 | 6,30 | 6,79 |
| CaO | 10,70 | 7,79 | 11,19 | 11,94 | 14,35 | 8,25 | 10,27 | 10,05 | 14,23 |
| Na ₂ O | 1,66 | 1,13 | 2,59 | 2,19 | 1,60 | 2,48 | 3,41 | 3,56 | 1,27 |
| K ₂ O | 0,74 | 0,59 | 1,04 | 0,47 | 0,08 | 0,43 | 0,79 | 0,75 | 0,13 |
| P ₂ O ₅ | 0,27 | 0,23 | 0,23 | 0,23 | 0,02 | 0,17 | 0,24 | 0,35 | 0,07 |
| П. п. п. | 0,67 | 0,66 | 0,76 | 0,43 | 0,69 | 0,29 | 0,46 | 0,35 | 0,98 |
| Σ | 99,82 | 99,54 | 99,73 | 99,67 | 100,02 | 99,65 | 99,64 | 100,19 | 99,65 |
| Sобщ | 28,1 | 23,1 | 41,1 | 34,1 | 41,0 | 37,7 | 45,8 | 40,9 | 48,5 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0,45 | 0,52 | 0,40 | 0,22 | 0,05 | 0,17 | 0,23 | 0,21 | 0,10 |
| Интервал по SiO ₂ | 44,7—49,9 | 43,1—49,5 | 44,4—49,8 | 44,3—51,0 | 40,8—41,3 | 47,0—51,1 | 45,8—50,9 | 49,0—55,0 | 41,8—43,2 |
| n | 14 | 3 | 11 | 10 | 2 | 3 | 6 | 3 | 3 |

П р и м е ч а н и е. 1—2 — высокомагнезиальные включения (вулканы: 1 — Шивелуч и 2 — Ключевской группы); 3—6 — включения повышенной магнезиальности (вулканы: 3 — Шивелуч, 4 — Ключевской группы, 5 — Авачинский, 6 — Курильских островов); 7—9 — умеренно магнезиальные включения (вулканы: 7 — Шивелуч, 8 — Ключевской группы, 9 — Татаринова, о. Парамушир). 6 и 9 — составлены по данным В. И. Федорченко и Р. И. Родионовой (1975), 2, 4, 8 — по данным В. А. Ермакова и др. (1978).

Содержание микроэлементов во включениях метаморфических пород вулканов Шивелуч и Авача

| Компо- нент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|------------------|-------|---------|---------|-------|-------|-------|---------|---------|-------|------|---------|---------|---------|-------|
| SiO ₂ | 45,94 | 47,34 | 46,85 | 45,96 | 49,90 | 48,12 | 47,20 | 48,74 | 48,86 | — | 48,26 | 46,45 | 48,34 | 47,85 |
| Na | 1,65 | 1,21 | 0,78 | 1,22 | 1,10 | 1,45 | 1,08 | 1,60 | 1,20 | 0,91 | 2,01 | 1,92 | 2,99 | 1,87 |
| K | 0,39 | 0,25 | 0,48 | 0,42 | 0,25 | 0,35 | 1,07 | 0,82 | 1,22 | 1,42 | 0,81 | 1,08 | 123 | 123 |
| Rb | — | 2,7 | 4,3 | 6,7 | 3,1 | 4,7 | 24,0 | 17,0 | 19,0 | 22,0 | 7,8 | 14,0 | 18,1 | 17,0 |
| Li | — | 3,8 | 3,0 | 2,9 | 6,7 | 7,8 | 16,0 | 15,0 | 20,0 | 4,8 | 13,0 | 3,8 | 9,3 | 7,0 |
| F | 1050 | — | 270 | 480 | — | — | — | — | — | 500 | 600 | 450 | — | — |
| Be | 0,5 | — | 0,20 | 0,35 | — | — | — | — | — | 0,45 | 0,3 | 0,4 | — | — |
| Ba | — | 62 | 1,10 | 700 | 190 | 510 | 320 | 490 | 850 | 610 | 360 | 500 | 370 | 870 |
| Sr | — | 120 | 91 | 1000 | 150 | 430 | 160 | 380 | 360 | 360 | 520 | 560 | 570 | 470 |
| Ni | 240 | 300 | 600 | 500 | 350 | 220 | 400 | 290 | 370 | 500 | 180 | 130 | 230 | 130 |
| Co | 40 | 89 | 40 | 100 | 85 | 77 | 90 | 85 | 98 | 60 | 29 | 50 | 60 | 83 |
| Cr | — | 740 | 1200 | 1900 | 1400 | 860 | 1400 | 1000 | 1100 | 850 | 580 | 400 | 620 | 450 |
| V | 520 | 130 | 190 | 420 | 170 | 230 | 200 | 200 | 250 | 190 | 250 | 330 | 320 | 2,20 |
| Ti | 0,40 | 0,17 | 0,28 | 0,38 | 0,24 | 0,36 | 0,23 | 0,25 | 0,25 | — | 0,33 | 0,32 | 0,34 | 0,32 |
| P | 0,10 | — | 0,03 | 0,11 | — | — | 0,10 | 0,11 | 0,15 | — | 0,10 | 0,10 | — | 0,13 |
| Pb | — | 5,2 | 4,7 | — | — | — | 5,5 | 1,7 | 6,8 | 15,5 | 13,2 | 4,7 | 6,2 | — |
| Zn | — | 142 | 120 | 152 | 87 | 126 | 152 | 120 | 138 | 174 | 14,5 | 100 | 145 | — |
| Sn | — | — | 2,4 | 3,2 | — | — | 2,4 | — | 2,0 | 2,2 | 1,6 | — | 2,0 | — |
| La | — | Не обн. | Не обн. | 10 | 8,0 | — | Не обн. | Не обн. | 7,0 | 8,0 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 6 |
| Ce | — | <30 | <30 | ~50 | ~50 | <30 | <30 | <30 | ~60 | 30 | ~50 | <30 | <30 | <30 |
| Nd | — | <10 | <10 | 17 | 9 | 44 | <10 | <10 | 9,0 | 15 | 13 | ~10 | ~10 | 7 |
| Y | — | 4,0 | 7,0 | 9,0 | 8,5 | 9,0 | 6,0 | 9,0 | 7,7 | 13 | 10 | 9,0 | 13 | 8,5 |
| Yb | — | 1,7 | 1,7 | 2,0 | 2,3 | 2,6 | 1,8 | 2,3 | 2,2 | 1,9 | 2,8 | 2,2 | 2,6 | 2,7 |
| K/Na | 0,24 | 0,21 | 0,61 | 0,34 | 0,23 | 0,24 | 1,0 | 0,51 | 1,0 | 1,56 | 0,40 | 0,56 | 0,41 | 0,66 |
| K/Rb | — | 926 | 1116 | 627 | 806 | 745 | 446 | 482 | 642 | 645 | 1038 | 771 | 679 | 711 |
| Ba/Sr | — | 0,52 | 1,21 | 0,70 | 1,27 | 1,19 | 2,0 | 1,29 | 2,36 | 1,69 | 0,69 | 0,89 | 0,65 | 1,85 |
| 100Rb/Sr | — | 2,25 | 4,72 | 0,67 | 2,07 | 1,09 | 15,0 | 4,47 | 5,28 | 6,11 | 1,50 | 2,50 | 3,17 | 3,68 |
| Ni/Co | 6,0 | 3,37 | 1,5 | 5,0 | 4,12 | 2,86 | 4,44 | 3,41 | 3,77 | 8,33 | 6,2 | 2,6 | 3,83 | 1,57 |
| V/Ni | 2,2 | 0,43 | 0,32 | 0,84 | 0,49 | 1,05 | 0,5 | 0,69 | 0,67 | 0,38 | 1,4 | 2,54 | 139 | 1,69 |
| Ti/Cr | — | 2,3 | 2,33 | 2,0 | 1,71 | 4,19 | 0,5 | 2,5 | 2,27 | — | 5,9 | 8,0 | 5,5 | 7,1 |
| Cr/V | — | 5,69 | 632 | 4,52 | 8,23 | 3,74 | 1,64 | 5,0 | 4,4 | 4,47 | 2,32 | 1,21 | 1,94 | 2,04 |
| La/Yb | — | — | — | 5,0 | 3,5 | — | — | — | 3,18 | 4,2 | — | — | — | 2,22 |

| Компо- нент | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | I | II | III | IV |
|------------------|---------|-------|-------|-------|-------|---------|---------|-------|---------|---------|---------|------|------|------|---------|
| SiO ₂ | 49,82 | 49,45 | 47,30 | 45,83 | 48,35 | 49,75 | 49,75 | 39,19 | 37,68 | 41,34 | 40,76 | — | — | — | — |
| Na | 1,54 | 1,37 | 1,82 | 2,18 | 2,87 | 2,70 | 1,57 | 0,34 | 0,44 | 1,35 | 1,03 | 1,22 | 1,93 | 2,58 | 1,19 |
| K | 0,39 | 1,52 | 1,05 | 0,39 | 1,03 | 0,96 | 2,11 | 0,09 | 0,10 | 0,10 | 0,06 | 0,66 | 1,04 | 0,79 | 0,08 |
| Rb | 6,0 | — | 26,0 | 4,3 | 24,3 | 20,3 | 67,0 | 0,7 | 1,4 | 0,9 | 1,1 | 11,5 | 14,9 | 16,3 | 1,0 |
| Li | 10,5 | — | 9,8 | 8,1 | 5,3 | 12,6 | 38,0 | 2,5 | 2,7 | 0,9 | 1,4 | 8,9 | 8,9 | 38,7 | 1,1 |
| F | — | 300 | 400 | — | 610 | 700 | 1400 | 200 | 250 | — | — | 575 | 437 | 655 | — |
| Be | — | 0,35 | 0,80 | — | 0,35 | 0,70 | 0,25 | 0,30 | 0,20 | — | — | 0,37 | 0,46 | 0,52 | — |
| Ba | 360 | — | 1000 | 500 | 920 | 1000 | 1400 | 30 | 49 | 41 | 34 | 426 | 577 | 810 | 37 |
| Sr | 400 | — | 480 | 580 | 660 | 550 | 260 | 490 | 89 | 280 | 200 | 339 | 500 | 597 | 240 |
| Ni | 200 | 210 | 250 | 55 | 23 | 55 | 550 | 37 | 90 | 100 | 42 | 377 | 190 | 44 | 71 |
| Co | 66 | 53 | 70 | 71 | 31 | 37 | 60 | 20 | 50 | 31 | 41 | 76 | 59 | 46 | 36 |
| Cr | 630 | — | 480 | 200 | 75 | 11,0 | 200 | 80 | 110 | 460 | 71 | 1160 | 527 | 128 | 265 |
| V | 200 | 370 | 300 | 360 | 410 | 330 | 270 | 380 | 660 | 160 | 220 | 250 | 285 | 367 | 190 |
| Ti | 0,31 | 0,37 | 0,32 | 0,56 | 0,46 | 0,47 | 0,47 | 0,38 | 0,85 | 0,65 | 1,00 | 0,26 | 0,33 | 0,50 | 0,82 |
| P | 0,08 | 0,10 | 0,13 | — | 0,12 | 0,13 | 0,13 | 0,10 | 0,01 | 0,01 | <0,01 | 0,12 | 0,11 | 0,12 | ~0,01 |
| Pb | 5,7 | — | — | 6,9 | — | 17,0 | — | — | — | — | 7,4 | 5,5 | 7,4 | 11,9 | — |
| Zn | 162 | — | 140 | 162 | 100 | 195 | 130 | 1,55 | 138 | 145 | 1,86 | 135 | 138 | 178 | 165 |
| Sn | 2,5 | — | — | — | — | 34 | — | — | — | — | 2,2 | 2,4 | 2,0 | 3,4 | — |
| La | Не обн. | — | 8,0 | <10 | 8 | Не обн. | Не обн. | 11 | Не обн. | Не обн. | Не обн. | <10 | <10 | <10 | Не обн. |
| Ce | <30 | — | 40 | <65 | 50 | <30 | <30 | 60 | <30 | <30 | <30 | <30 | <30 | <30 | <30 |
| Nd | <10 | — | 15 | 20 | 18 | 15 | 15 | 18 | 10 | 13 | 15 | <10 | 10 | 17,5 | 14 |
| Y | 8,0 | — | 10 | 14 | 13 | 17 | 9,0 | 9,5 | 9,0 | 13 | 15 | 7,5 | 9,7 | 17,5 | 14 |
| Yb | 2,6 | — | 2,2 | 3,5 | 3,1 | 3,2 | 1,7 | 2,6 | 4,1 | 2,8 | 3,0 | 2,1 | 2,5 | 3,3 | 2,9 |
| K/Na | 0,25 | 1,11 | 0,58 | 0,18 | 0,36 | 0,36 | 1,34 | 0,26 | 0,23 | 0,07 | 0,06 | 0,54 | 0,52 | 0,30 | 0,07 |
| R/Rb | 650 | — | 404 | 907 | 424 | 423 | 315 | 1286 | 715 | 1111 | 545 | 574 | 698 | 485 | 800 |
| Ba/Sr | 0,90 | — | 2,08 | 0,86 | 1,39 | 1,82 | 5,38 | 0,06 | 0,55 | 0,15 | 0,17 | 1,26 | 1,15 | 1,36 | 0,15 |
| 100Rb/Sr | 1,50 | — | 5,42 | 0,74 | 368 | 3,69 | 25,8 | 0,02 | 1,1 | 0,32 | 0,55 | 3,39 | 2,98 | 2,73 | 0,42 |
| Ni/Co | 3,03 | 3,96 | 3,57 | 0,77 | 0,74 | 1,49 | 9,2 | 1,85 | 1,8 | 3,22 | 1,02 | 4,96 | 3,22 | 0,95 | 1,97 |
| V/Ni | 1,00 | 1,76 | 1,20 | 6,54 | 17,8 | 6,0 | 0,5 | 10,3 | 7,33 | 1,60 | 5,24 | 0,66 | 1,50 | 8,34 | 2,68 |
| Ti/Cr | 4,9 | — | 6,67 | 28 | 61 | 427 | 23,5 | 47,5 | 77,3 | 14,1 | 140,8 | 2,24 | 6,26 | 39,0 | 30,9 |
| Cr/V | 3,15 | — | 16 | 0,55 | 0,18 | 0,33 | 0,74 | 0,21 | 0,17 | 2,87 | 0,32 | 4,64 | 1,85 | 0,35 | 1,39 |
| La/Yb | — | — | 3,64 | — | 2,58 | — | — | 4,23 | — | — | — | — | — | — | — |

Примечание. 1—23 — вулкан Шивелуч: 1—10 — высокомагнезиальные метаморфические породы (в основном пироксен-амфиболовые сланцы), 11—17 — метаморфические породы повышенной магнезиальности (амфиболиты и амфибол-пироксен-плаггиоклазовые сланцы), 18—20 — метаморфические породы умеренной магнезиальности (плаггиоклазовые сланцы), 21 — слюдяной сланец, 22, 23 — гранат-пироксен-плаггиоклазовые породы; 24, 25 — вулкан Авачинский — метаморфические породы повышенной магнезиальности (амфиболиты). I—IV — средние составы пород: I—III — вулкан Шивелуч: I — высокомагнезиальные разности (1—10), II — разности повышенной магнезиальности (11—17), III — разности умеренной магнезиальности (18—20), IV — вулкан Авачинский (24—25). Химические составы анализированных пород приводятся в Приложении 3. SiO₂, Na, K, Ti, P — вес. %; остальные элементы — г/т.

присутствуют породы, варьирующие по составу от толеитовых через известково-щелочные и до субщелочных разностей.

Очень редко присутствуют включения (см. табл. 15, колонки 3, 4), которые по ряду параметров (высокие содержания Mg, Ni, Cr) не находят себе аналогов среди типичных представителей пород островодужного типа. Они наиболее близки в петрогеохимическом отношении к составу пироксенитов и некоторых пикритовых лав, развитых в пределах Восточных хребтов Камчатки (хр. Тумрок, Валагинский и др.) [Эрлих и др., 1971]. Что касается низкокремнеземистых разностей, то вопрос об их генезисе остается неясным. Они наиболее близки по составу к породам, развитым в пределах фундамента, выходящего на поверхность на п-ове Камчатский мыс (см. табл. 2, колонки 2, 4, 5).

2. Как и в случае габброидов, некоторую часть включений метаморфических пород можно рассматривать в качестве аналогов островодужных толеитовых и известково-щелочных базальтов. Это относится к выделенной в табл. 17, 18 группе умеренно магнезиальных включений, характеризующихся низкими («островодужными») концентрациями Ni, Co, Cr, низкими отношениями Ni/Co и Cr/V.

Содержания K и других литофильных редких элементов при этом укладываются в пределы от значений характерных для островодужных толеитов до значений обычных для известково-щелочных базальтов. Часть включений с повышенной магнезиальностью по петрохимической характеристике также может представлять собой аналоги островодужных базальтов, в данном случае серий пород типа Северного прорыва Толбачинского извержения 1975—1976 гг. [Волюнец и др., 1978]. Эта группа включений обнаруживает значительные колебания в содержаниях K и других литофильных редких элементов.

Составы включений метаморфических пород умеренной и повышенной магнезиальности обнаруживают сходство с составами амфиболитов, обнажающихся в пределах Ганальского хребта Камчатки. Здесь, судя по данным О. М. Розена и М. С. Маркова (1973), также могут быть выделены разности умеренной (А) и повышенной (Б) магнезиальности: А — $\text{SiO}_2 = 49,95\%$, $\text{TiO}_2 = 1,70$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12,86$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 6,41$, $\text{FeO} = 7,05$, $\text{MnO} = 0,49$, $\text{MgO} = 6,04$, $\text{CaO} = 11,22$, $\text{Na}_2\text{O} = 3,89$, $\text{K}_2\text{O} = 0,49$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,13$, $f_{\text{общ}} = 54,4$, $n = 2$. Б — $\text{SiO}_2 = 48,96\%$, $\text{TiO}_2 = 1,51$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10,74$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7,02$, $\text{FeO} = 5,75$, $\text{MnO} = 0,47$, $\text{MgO} = 9,27$, $\text{CaO} = 10,59$, $\text{Na}_2\text{O} = 2,23$, $\text{K}_2\text{O} = 0,69$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,31$, $f_{\text{общ}} = 42,1$, $n = 3$.

Наиболее значительными отличиями включений от ганальских амфиболитов является повышенная глиноземистость и пониженная титанистость первых. Вместе с тем по уровню содержаний Ni, Co, Cr, V амфиболиты Ганальского хребта почти полностью аналогичны включениям метаморфических пород умеренной магнезиальности: соответственно Ni — 39 и 44 г/т, Co — 56 и 46, Cr — 150 и 128, V — 410 и 367, Ni/Co — 0,69 и 0,95, Cr/V — 0,37 и 0,35 (первая цифра — среднее для ганальских амфиболитов, по О. М. Розену и М. С. Маркову, 1973; вторая — среднее для включений умеренной магнезиальности, см. табл. 18).

По мнению О. М. Розена и М. С. Маркова (1973), ганальские амфиболиты входят в состав «меланократового фундамента», на котором заложилась островная дуга Камчатки, и представляют собой метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации эффузивы основного состава, сходные со щелочными, переходными и толеитовыми базальтами океанов. Не оспаривая мнения указанных исследователей, отметим только, что уровни содержания элементов группы Fe и характерные соотношения их ближе к таковым в островодужных, чем океанических базальтах. Таким образом, включения первых двух групп, с одной стороны, могут представлять собой обломки пород, слагающих корневые части вулканических построек различного возраста, которые были метаморфизованы в условиях

зеленосланцевой и амфиболитовой фации (даже гранулитовой, по В. А. Ермакову и др., 1978), а с другой — ксенолиты пород меланократового фундамента.

Высокомагнезиальные метаморфические породы — третья группа включений, так же как и габброиды, вероятно, являются аналогами пикритовых базальтов и пироксенитов.

3. В отношении генезиса оливин-анортитовых включений существуют различные точки зрения, среди которых преобладают две. По мнению одних исследователей [Эрлих, Кутыев, 1975; Волюнец и др., 1978; Селягин, 1974; Щека и др., 1970], включения возникли в результате аккумуляции кристаллической фазы на ранних этапах дифференциации базальтовых магм, по мнению других [Масуренков, 1974], они являются в какой-то степени представителями среды магомобразования.

Каким бы путем не возникли включения, ряд признаков (и прежде всего структурно-текстурные особенности) свидетельствует о том, что они формировались при активном участии флюидов и летучих компонентов.

Мнения авторов по поводу генезиса оливин-анортитовых включений разошлись. Согласно точке зрения О. Н. Волюнца [Волюнец и др., 1978], кристаллизация включений происходила в неглубоких магомподводящих каналах или периферических очагах из перегретой низкощелочной базальтовой магмы при участии восстановленной газовой фазы. При этом частично включения могли, по-видимому, образовываться и за счет переработки вмещающих пород при высокотемпературном газовом метасоматозе холодных стенок магомподводящих каналов. В пользу изложенной точки зрения свидетельствуют: 1) отмеченное ранее сходство составов минералов включений с составами вкрапленников низкокальциевых глиноземистых базальтов, проявленных на вулканах, где такие включения встречены; 2) корреляция содержаний элементов-примесей во вмещающих базальтах, вкрапленниках в них и минералах включений (см. табл. 13); 3) высокотемпературная оптика минералов включений; 4) особенности распределения элементов в сосуществующих минералах, сходные с таковыми во вкрапленниках вмещающих базальтов; 5) рыхлые, обнаруживающие индивидуальность роста структуры отдельных обломков; 6) массовое появление включений на поздних стадиях деятельности вулканов в связи с мощными эксплозиями; 7) наличие всех переходов от единичных крупных кристаллов оливина и анортита через мелкие обломки размером 1—3 см до глыб диаметром 0,5—1,0 м.

По мнению Э. И. Пополитова, существуют факты, не позволяющие принять эту точку зрения: 1) текстурно-морфологические особенности включений сформировались до их попадания в расплав; 2) заметные вариации минералогического состава включений свидетельствуют не о магматическом, а, скорее, метасоматическом происхождении; 3) наблюдения за извержениями, происходящими в настоящее время (вулканы Алайд, 1972; Ключевская сопка, 1974; Плоский Толбачик, 1975—1976; Тятя, 1973), дают основание говорить, что роль кристаллизационной дифференциации незначительна.

Обычно в ходе извержения последовательно увеличиваются содержания вкрапленников при практически постоянном химическом составе пород [Авдейко и др., 1974; Хренов, Флеров, 1974; Волюнец и др., 1977]; 4) образование анортит-оливиновых пород в качестве первых кристаллических продуктов должно иметь место при значительной перегретости магматических расплавов, особенно учитывая то обстоятельство, что включения в большинстве своем приурочены к кислой пирокластике. Каких-либо данных, подтверждающих это предположение, мы не имеем.

Поэтому можно думать, что анортит-оливиновые породы — одна из поздних стадий преобразования вещества мантии, которое начинается до магомобразования и продолжается в ходе его. К моменту формирования базальтовых расплавов такие процессы еще не заканчиваются, вследствие

чего анортит-оливиновые включения в основных лавах встречаются в незначительных количествах. Видимо, максимального развития они достигают в период наиболее полного развития магматических очагов, когда под влиянием летучих компонентов происходит интенсивный метасоматоз вмещающих пород, их перекристаллизация вплоть до образования крупнозернистых и пегматоидных разностей.

Известно, что парагенезис оливин + анортит + пироксен является ассоциацией высоких температур и небольших давлений (не более 10 кбар), поэтому предполагаемое преобразование вещества может происходить только в самых верхних горизонтах мантии, на глубинах, не превышающих 40—50 км.

ГРАНИТОИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Гранитоидные включения изучались нами с целью решения вопроса, могут ли эти включения являться отторженцами субстрата, где генерировались средние и кислые расплавы. Сейчас мало кто сомневается, что базальтовые магмы формируются в верхней мантии. Что касается кислых расплавов, то многими исследователями допускается их возникновение за счет процессов переплавления пород континентальной коры.

Гранитоидные включения в эффузивно-пирокластических породах отмечены на многих вулканах Восточной и Южной Камчатки, а также на вулканах южной части Срединного Камчатского хребта. В последние годы отдельные находки подобных включений были сделаны и на вулканах Центральной Камчатской депрессии (рис. 7 и 9), а также на Курильских островах [Федорченко, Родионова, 1975].

Подробные данные о типизации гранитоидных включений, их петрографическом, химическом и редкоземельном составе, контактовых преобразованиях, а также представления об их генезисе излагаются в нескольких работах авторов [Волынец и др., 1977, 1978]. Коротко эти данные сводятся к следующему.

По структурным и петрографическим особенностям среди гранитоидных включений достаточно отчетливо выделяются две группы: порфировидные или порфировые разности, имеющие облик малоглубинных субвулканических пород и равномерно-зернистые разности более глубинного облика.

Первая группа включений, по всей вероятности, относится к продуктам близповерхностной кристаллизации среднекислых эффузивных магм. Об этом свидетельствуют такие факты, как корреляция состава включений с составами пемзо-пирокластических отложений, в ассоциации с которыми подобные включения обычно встречаются, близость химических осо-



Рис. 9. Схема расположения действующих вулканов Камчатки.

1 — вулканы, на которых найдены гранитоидные включения (1 — Ильинский, 2 — Мутновский, 3 — Авачинский, 4 — Корякский, 5 — Карымский, 6 — Малый и Большой Семячки, 7 — Узон, 8 — Кихинич, 9 — Шивелуч, 10 — Ичинский и вулканы его группы, 11 — Хангар, 12 — Ходутка); 2 — остальные вулканы.

Содержание элементов-примесей в гранитоидных включениях, эффузивных

| Элемент | Район калдеры Хангар | | | | | |
|------------------|--------------------------------------|--|----------------------|----------------------|---------------------------------|--------------------------------|
| | Плавленные включения в дацитах | Перекристал- лизованные включения в дацитах | Андезито- дациты | Дациты | Гранитоиды Рз-Мз возраста | Гранитоиды Кз-Р возраста |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| SiO ₂ | 57—64 | 62—68 | 60—64 | 64—69 | 67—69 | 64—68 |
| Na | 3,71(3) 3,64—4,00 | 3,43(2) 3,42—3,43 | 3,02(7) 2,95—3,50 | 3,29(9) 3,02—3,60 | 2,82(4) 2,57—3,28 | 3,15(2) 2,82—3,37 |
| K | 1,11(3) 0,88—1,22 | 2,20(2) 2,00—2,40 | 1,49(7) 1,43—1,57 | 1,91(9) 1,77—2,00 | 1,88(4) 1,54—2,40 | 1,84(2) 1,20—2,48 |
| Rb | 22,1(3) 18,7—26,6 | 42,7(2) 42,0—43,5 | 29,0(7) 21,8—40 | 42,5(9) 33,0—46,0 | 68,9(4) 51,7—88,3 | 75(2) 40—110 |
| Li | 20,6(3) 12,2—25,5 | 21,1(2) 21,1—21,2 | 13,0(7) 8—15 | 14,6(9) 12,2—17,3 | 52,0(4) 37,6—82,0 | 20,5(2) 13—28 |
| K/Rb | 500 410—650 | 475 470—480 | 515 375—664 | 450 433—536 | 270 240—300 | 245 225—300 |
| Ba | 803(3) 680—830 | 1067(4) 870—1400 | 612(6) 460—690 | 760(5) 630—580 | — | — |
| Sr | 1003(3) 860—1200 | 705(4) 460—1000 | 370(6) 320—430 | 398(5) 320—480 | — | — |
| Ba/Sr | 0,8 0,6—1,0 | 1,5 1,4—1,9 | 1,65 1,1—2,2 | 1,9 1,5—2,7 | — | — |
| La | 16,0(3) 11—21 | 21,0(4) 16—28 | 19,0(1) | 25,0(1) | 31,5(2) 19—44 | 13,0(1) |
| Ce | 47,7(3) 35—58 | 48,2(4) 40—68 | 33,0(1) | 55,0(1) | 59,0(2) 35—83 | 44,0(1) |
| Nd | 25,7(3) 19—33 | 24(4) 20—28 | 310(1) | 33,0(1) | 35,5(2) 25—46 | 17,0(1) |
| Y | 14,0(3) 9—19 | 10,8(4) 9—14 | 27,0(1) | 16,0(1) | 21,5(2) 11—32 | 7,9(1) |
| Yb | 1,9(3) 1,4—2,6 | 1,6(4) 1,4—1,9 | 4,6(1) | 3,2(1) | 3,8(2) 1,9—5,7 | 1,4(1) |
| La/Y | 1,1 | 1,9 | 0,7 | 1,6 | 1,5 | 1,6 |
| Ce/Y | 3,4 | 4,5 | 1,2 | 3,4 | 2,7 | 5,6 |
| La/Yb | 8,4 | 13,1 | 4,1 | 7,8 | 8,2 | 9,3 |

бенностей включений и вмещающих их вулканических пород в отношении как петрогенных, так и редких элементов (табл. 19). Интересно отметить, что включения этого типа часто встречаются совместно с анортит-оливиновыми ксенолитами, описанными выше. В ряде случаев отмечается наличие всех переходных разностей между ними.

Большой интерес для нас представляют гранитоидные включения глубинного облика. Их состав изменяется от диоритов до тоналитов — гранодиоритов (табл. 19, 20), а породы гранитного состава встречаются редко. Корреляции между составом включений и составом вмещающих пород не наблюдается. Характер ассоциаций гранитоидных включений с другими типами включений может быть различным. Так, включения в лавах вулкана Дзензур вообще не сопровождаются никакими другими включениями, в лавах вулкана Ильинского ассоциируют с плавленными вклю-

и интрузивных породах некоторых районов Камчатки

| Гранитоиды N, возраста | Вулкан Шивелуч | | Вулкан Малый Семьячик | | | |
|------------------------------|---|-----------|--|--|-----------|-----------|
| | Плавлен- ные вклю- чения в андезитах | Андезиты | Диоритовые включения в андезитах | Гранодиори- товые вклю- чения в анде- зитах | Андезиты | Дациты |
| 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
| 65—66 | 63,2 | 58—60 | 58—60 | 62—63 | 57—60 | 63—66 |
| 3,26(3) | 3,82(1) | 3,36(6) | 3,36(5) | 3,58(3) | 3,09(5) | 3,26(9) |
| 3,07—3,72 | | 3,05—3,87 | 3,12—3,82 | 3,30—3,75 | 2,59—3,86 | 2,80—3,71 |
| 1,70(3) | 1,72(1) | 1,17(6) | 1,26(5) | 1,74(3) | 1,30(5) | 1,71(9) |
| 1,62—1,84 | | 0,98—1,35 | 1,20—1,30 | 1,53—1,90 | 1,07—1,50 | 1,4—1,91 |
| 30,6(3) | 34,7(4) | 17,8(4) | 17,5(5) | 31,8(3) | 21,0(5) | 2,78(9) |
| 26,6—36,8 | | 14—20,4 | 15—20 | 26,0—38,8 | 15,6—27,0 | 24,3—37,4 |
| 17,5(3) | 10(1) | 14,2(4) | 11(5) | 14(3) | 9,9(5) | 11,9(9) |
| 13—20 | | 12—15 | 9—14 | 6—22 | 9,1—10,9 | 9,5—19,0 |
| 555 | 495 | 740 | 720 | 550 | 620 | 615 |
| 515—620 | | 610—950 | 600—870 | 465—780 | 520—740 | 520—790 |
| — | — | 587(10) | 580(3) | 675(2) | 686(5) | 734(11) |
| — | — | 480—760 | 500—590 | 560—790 | 520—890 | 600—950 |
| — | — | 594(10) | 310(3) | 275(2) | 407(7) | 263(13) |
| — | — | 440—1000 | 300—320 | 260—290 | 276—580 | 210—310 |
| — | — | 1,0 | 1,9 | 2,45 | 1,7 | 2,8 |
| — | — | 0,8—1,3 | 1,6—2,0 | 1,9—2,8 | 0,9—2,0 | 2,1—4,1 |
| 16,0(2) | — | — | 13,5(2) | 13,0(1) | 15,0(2) | 19,0(1) |
| 12—20 | | | 13—14 | | 14—16 | |
| 35,0(2) | — | — | 37,0(2) | 35,0(1) | 33,0(2) | 43,0(1) |
| 26—44 | | | 30—44 | | 33—33 | |
| 26,0(2) | — | — | 24,5(2) | 19,0(1) | 22,0(2) | 35,0(1) |
| 15—37 | | | 24—25 | | 22—22 | |
| 12,0(2) | | | 28,0(2) | 23,0(1) | 24,5(2) | 31,0(1) |
| | | | 26—30 | | 24—25 | |
| 2,3(2) | — | — | 5,1(2) | — | 4,6(2) | 6,3(1) |
| 2,1—2,5 | | | 5,0—5,2 | | 4,6—4,6 | |
| 1,3 | — | — | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 1,6 |
| 2,9 | — | — | 1,3 | 1,5 | 1,3 | 1,4 |
| 7,0 | — | — | 2,6 | — | 3,3 | 3,0 |

чениями гранитоидов первой группы и анортит-оливиновыми породами, а на вулканах Авача и Корякский — с включениями периодитов, основных пород и кристаллических сланцев. Большая часть включений содержит незначительное количество калиевого полевого шпата, тогда как содержания кварца высокие. Количество темноцветных не превышает 30 %. Представлены они биотитом и амфиболом (Хангар), амфиболом и ортопироксеном (Шивелуч), одним ортопироксеном (Корякский).

Многие из изученных включений подверглись более или менее интенсивному метаморфизму. При этом включениям в базальтах и андезито-базальтах свойственно прямое пирометаморфическое плавление, тогда как включения в андезитах и дацитах могут быть как частично оплавленными, так и перекристаллизованными со всеми промежуточными разностями между ними. Плавленные включения содержат от 3—5 до 60—75 % стекла.

| Элемент | Вулканы Карымский, Академии наук | | | | | Восточная Камчатка, р. Авача | Вулкан |
|------------------|----------------------------------|--|----------------------|---------------------------------------|----------------------|--------------------------------------|-----------------------------|
| | Диоритовые включения в пемзах | Гранодиоритовые и гранитные включения в пемзах | | Андезитодациты современных извержений | Дациты | Гранодиориты N ₁ возраста | Включения гранитов в пемзах |
| | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
| SiO ₂ | 59—61 | 65—72 | 65—72 | 61—63 | 64—66 | 63—67 | 73—75 |
| Na | 2,83(2) 2,68—2,97 | 3,28(4) 2,87—3,62 | 2,82(9) 2,27—3,23 | 3,28(14) 2,50—3,70 | 3,34(3) 3,15—3,54 | 3,21(2) 3,02—3,40 | 3,13(6) 2,88—3,45 |
| K | 1,23(2) 1,00—1,47 | 1,99(4) 1,94—2,05 | 2,12(9) 1,42—3,15 | 1,40(14) 1,20—1,60 | 1,41(3) 1,29—1,55 | 2,67(2) 2,52—2,82 | 1,94(6) 1,70—2,42 |
| Rb | 18,4(2) 12,6—23,3 | 31,4(4) 26,2—33,3 | 36,5(9) 28,3—42,0 | 22,3(14) 16,0—30,0 | 26,2(3) 24,7—27,4 | 57,5(2) 52,5—62,5 | 32,3(3) 28—39 |
| Li | 20,7(2) 20,0—21,4 | 15,2(4) 11,6—22 | 19,1(9) 3,0—36,2 | 14,7(14) 12,7—20,0 | 14,1(3) 13,9—14,4 | 9,2(2) 5,9—12,4 | 8,0(3) 5—12 |
| K/Rb | 715 630—800 | 641 590—770 | 570 440—750 | 628 400—800 | 540 470—590 | 465 432—536 | 600 520—630 |
| Ba | 593(3) 550—630 | 840(3) 750—890 | — | 650(1) | — | — | 680(3) 600—720 |
| Sr | 367(3) 300—410 | 237(3) 230—240 | — | 310(6) | — | — | 180(3) 150—230 |
| Ba/Sr | 1,6 1,3—2,0 | 3,5 3,3—3,7 | — | 2,1 | — | — | 3,8 |
| La | 12,0(3) 11—14 | 16,7(3) 15—18 | — | 20,0(1) | — | 26(2) 22—30 | 16,7(3) 15—18 |
| Ce | 38,7(3) 32—46 | 36,7(3) 30—40 | — | 50,0(1) | — | 53(2) 46—60 | 34(3) 30—37 |
| Nd | 20,7(3) 19—22 | 20,3(3) 14—28 | — | 39,0(1) | — | 26(2) 25—27 | 19,7(3) 15—24 |
| Y | 19,0(3) 17—20 | 17,7(3) 14—20 | — | 29,0(1) | — | 18,5(2) 17—20 | 16,7(3) 14—18 |
| Yb | 3,2(3) 2,8—3,6 | 3,4(3) 2,5—4,5 | — | 4,8(1) | — | 3,6(2) 3,6—3,6 | 2,7(3) 2,4—3,2 |
| La/Y | 0,6 | 0,9 | — | 0,7 | — | 1,4 | 1,0 |
| Ce/Y | 2,0 | 2,1 | — | 1,7 | — | 2,9 | 2,0 |
| La/Yb | 3,7 | 4,9 | — | 4,2 | — | 7,2 | 6,2 |

Примечание. Здесь и в табл. 20, 21 в числителе — среднее содержание элемента (в элементе в частных анализах. 16 и 18 — составлены по данным Б. В. Иванова (1970) и Л. Л. Леонторов. SiO₂, Na и K — вес. %; остальные элементы — г/т.

Сравнение валовых составов включений и стекол из них на диаграмме Ab—Or—Q (рис. 10) показывает, что состав выплавляющихся жидкостей смещается по сравнению с исходными породами в сторону эвтектоидных расплавов при давлении водяного пара от 500 до 2000 кг/см². Состав реликтовых кристаллических фаз и кристаллических фаз, в первую очередь переходящих в расплав, определяется составом включений. Так, в относительно бедных кремнеземом включениях кварц переходит в расплав одним из первых, а в сильно кремнеземистых породах кварц сохраняется как реликтовая фаза и расплав по сравнению с составом исходного включения обедняется им. Вследствие высокой натровости включений

| Ильинский | Кальдера Узон | | | Район Ичинского вулкана | | | |
|--------------------------|---------------------------------------|-----------|----------|---|--|-----------|-----------|
| Андезито-дацитовые пемзы | Включения гранитов в дацитовых пемзах | Дациты | Липариты | Плавлен-ные вклю-чения в ан-дезито-ба-зальтах | Плавлен-ные вклю-чения в ба-зальтах и андезито-базальтах | Дациты | Липариты |
| 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 |
| 61—63 | 72,5—74,5 | 65,5—67,5 | 70—73 | 64—68 | 73—75 | 64—69 | 72—75 |
| 3,19(4) | 3,46(3) | — | 3,29(16) | 2,26(6) | 2,81(6) | 3,21(17) | 3,19(6) |
| 3,00—3,38 | 3,04—3,79 | | 2,9—3,9 | 2,08—2,44 | 2,75—2,88 | 2,80—3,88 | 2,86—3,36 |
| 1,07(4) | 2,42(3) | 1,64(5) | 2,12(25) | 3,43(6) | 3,61(7) | 2,76(17) | 3,42(6) |
| 0,94—1,14 | 2,37—2,47 | 1,5—2,1 | 1,9—2,6 | 2,94—4,08 | 3,18—3,87 | 2,00—3,52 | 3,14—3,70 |
| 16,4(4) | — | 28(5) | 45(18) | 106,7(3) | 95,3(3) | 52(17) | 87,2(6) |
| 13,5—18,0 | | 22—39 | 30—73 | 90—120 | 78—104 | 38—75 | 73—104 |
| 12,5(4) | — | 14,2(5) | 20,2(14) | 10,7(3) | 6,3(3) | 23,7(17) | 22,6(6) |
| 22,8—14,0 | | 6—22 | 13—25 | 8—13 | 4—10 | 6,67 | 13—27 |
| 660 | — | 586 | 471 | 321 | 379 | 531 | 381 |
| | | | | 313—340 | 338—479 | 400—690 | 372—497 |
| 440(4) | 850(2) | — | — | — | — | — | — |
| 400—490 | 830—870 | | | | | | |
| 295(4) | 70(2) | — | 172(8) | — | — | — | — |
| 280—520 | 52—88 | | 150—190 | | | | |
| 1,5 | 12,1 | — | — | — | — | — | — |
| 9,5(4) | 24(2) | — | 21(1) | — | — | — | — |
| 8—11 | 23—25 | | | | | | |
| 30(4) | 47(2) | — | 44(1) | — | — | — | — |
| 30—30 | 44—50 | | | | | | |
| 19,8(4) | 29(2) | — | 26(1) | — | — | — | — |
| 18—22 | 28—30 | | | | | | |
| 22,0(4) | 43(2) | — | 35(1) | — | — | — | — |
| 20—23 | 42—44 | | | | | | |
| 3,7(4) | 6,2(2) | — | 7,5(1) | — | — | — | — |
| 3,4—4,1 | 5,9—6,5 | | | | | | |
| 0,4 | 0,6 | — | 0,6 | — | — | — | — |
| 2,4 | 1,1 | — | 1,3 | — | — | — | — |
| 2,6 | 3,9 | — | 2,8 | — | — | — | — |

скобках указано количество анализированных образцов); в знаменателе — вариации содержаний новой и др. (1971), 23 и 24 — использованы данные Л. Л. Леоновой (1974), остальные — данные ав-

стекла из них обогащаются ортоклазовой составляющей, тогда как содержание альбитовой составляющей может даже убывать (см. рис. 10). Из рис. 11 видно, что содержание нормативного анортита как тугоплавкого компонента в стеклах заметно понижается по сравнению с валовым составом исходных пород. Тем не менее содержания ряда других тугоплавких компонентов в стеклах не только не уменьшаются, но могут даже возрастать. Это относится к Mg, аналогично ведут себя в ряде образцов Fe, Ti, P. Вероятно, это связано с высокими температурами пирометаморфического плавления, с одной стороны, и неравновесным характером плавления — с другой.

По методике А. М. Кудо и Д. Ф. Уэйла [Kudo, Weill, 1970] были приблизительно оценены температуры плавления гранитоидных включений (табл. 24). Из приведенных данных следует, что температуры плавления зависят как от состава включений, так и от степени их расплавления.

Из диаграммы $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (рис. 12) видно, что степень переработки включений не влияет на положение фигуративных точек, и частично плавленные, перекристаллизованные и неизмененные включения дают единый рой. Поскольку состав стекол из плавленных включений оказывается обогащенным K_2O по сравнению с составом пород, то кажется маловероятным предполагать предпочтительный вынос К при термальной переработке включений, и можно думать, что соотношения Na_2O , K_2O и CaO в преобразованных включениях близки к исходным. Сходные данные об отсутствии влияния степени пирометаморфизма включений на уровень содержания К и связанных с ним литофильных редких элементов получены Л. Л. Леоновой и др. (1978) при изучении гранитоидных включений вулкана Ходутка (Южная Камчатка).

В табл. 19, 20 и 22 приведены данные по содержанию редких элементов во включениях, содержащих их вулканических породах, а также в интрузивных породах фундамента ряда районов Камчатки. Как следует из представленных результатов, включения гранитоидов глубинного облика заметно отличаются от включений субвулканического облика меньшими величинами отношений K/Rb , V/Ni и более высокими значениями отношений La/Y , Ce/Y , La/Yb и Ni/Co .

Сравнение с интрузивными породами дочетвертичного фундамента показывает, что все включения сильно отличаются от донеогеновых интрузивных пород. Однако включения глубинного облика по редкоэлементному составу близки к неогеновым гранитоидам Камчатки (рис. 13), тогда как большинство включений субвулканических гранитоидов отличается даже от последних заметной обедненностью редкими элементами. По минеральному составу, ряду текстурных признаков глубинные включения сходны с породами габбро-плагиогранитной формации $\text{K}_2\text{-P}$ возраста, а также с плагиогнейсами метаморфического фундамента. Однако по содержанию некоторых редких и рассеянных элементов и по их соотношениям включения заметно отличаются от указанных пород.

Уровень содержаний литофильных редких элементов во включениях глубинного облика или близок к уровню их содержания во вмещающих лавах, или превышает его. Еще более высокие концентрации этих элементов наблюдаются в гранитоидных породах фундамента. Таким образом, расплавы, формирующие кислые четвертичные вулканы, вряд ли могут возникнуть за счет частичного плавления сиалической коры. Действительно, трудно предположить какую-либо удовлетворительную модель, чтобы представить себе, каким образом при плавлении сиалического фундамента, отвечающего по составу либо изученным интрузивным гранитоидам, либо включениям глубинного облика, могли формироваться расплавы с пониженными против исходных содержаниями литофильных редких элементов. Тем более, как было показано выше, стекла, возникающие при плавлении гранитоидных включений, концентрируют в себе значительные количества К.

Таким образом, хотя приведенные данные по частично плавленным гранитоидным включениям и показывают принципиальную возможность одного из способов возникновения кислых магматических расплавов за счет пирометаморфического воздействия основных и средних магм на породы гранитоидного состава, масштабы этого процесса и его роль в глубинном петрогенезисе, по всей вероятности, незначительны. К таким же выводам пришли Л. Л. Леонова с соавторами (1978).

Заканчивая характеристику пород фундамента и включений глубинного облика, подчеркнем положения, представляющие интерес для последующего обсуждения.

Содержания редких элементов в гранитоидных включениях из четвертичных лав Камчатки

| Элемент | Включения глубинного облика | | | | Включения субвулканического облика | | |
|------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|------------------------------------|----------------------------|------------------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| SiO ₂ | 56,5—60,0 | 62—68 | 64—68 | 73—75 | 58—60 | 62—64 | 71—75 |
| Na | <u>3,71(3)</u> 3,48—4,00 | <u>3,44(5)</u> 3,11—3,82 | <u>2,26(6)</u> 2,08—2,44 | <u>2,81(6)</u> 2,75—2,88 | <u>3,21(7)</u> 2,68—3,82 | <u>3,58(3)</u> 3,3—3,75 | <u>3,25(13)</u> 2,67—3,89 |
| K | <u>1,11(3)</u> 0,88—1,22 | <u>1,73(5)</u> 1,34—2,04 | <u>3,43(6)</u> 2,94—4,08 | <u>3,61(7)</u> 3,18—3,87 | <u>1,25(7)</u> 1,0—1,47 | <u>1,74(3)</u> 1,53—1,9 | <u>2,05(13)</u> 1,70—2,47 |
| Rb | <u>22,1(3)</u> 18,7—20,0 | <u>40,1(3)</u> 34,7—43,0 | <u>106,7(3)</u> 90—120 | <u>95,3(3)</u> 78—104 | <u>17,8(7)</u> 12,6—23,3 | <u>31,8(3)</u> 26—38,3 | <u>31,8(7)</u> 26,2—39,0 |
| Li | <u>20,6(3)</u> 12,2—25,5 | <u>17,5(3)</u> 10,1—21,2 | <u>10,7(3)</u> 8—13 | <u>6,3(3)</u> 4—10 | <u>13,8(7)</u> 9—21,4 | <u>14(3)</u> 6—22 | <u>12,1(7)</u> 5,0—22,0 |
| K/Rb | <u>500</u> 410—600 | <u>431</u> 475—495 | <u>321</u> 313—340 | <u>379</u> 338—479 | <u>702</u> 600—870 | <u>550</u> 470—731 | <u>644</u> 520—770 |
| Ba | <u>800(3)</u> 680—900 | <u>1070(4)</u> 870—1400 | — | — | <u>585(6)</u> 500—650 | <u>675(2)</u> 560—790 | <u>785(8)</u> 600—898 |
| Sr | <u>1000(3)</u> 860—1200 | <u>700(4)</u> 460—1000 | — | — | <u>340(6)</u> 300—410 | <u>275(2)</u> 260—290 | <u>175(8)</u> 52—240 |
| Ba/Sr | <u>0,8</u> 0,7—1,0 | <u>1,5</u> 1,4—1,9 | — | — | <u>1,72</u> 1,3—2,0 | <u>2,45</u> 1,93—2,81 | <u>4,5</u> 3,1—16,0 |
| Ni | <u>51(2)</u> 46—56 | <u>44(3)</u> 15—62 | — | — | <u>16,5(4)</u> 3,3—27 | <u>8,5(1)</u> | <u>5,6(8)</u> 1,5—12 |
| Co | <u>24(2)</u> 22—26 | <u>24(3)</u> 18—29 | — | — | <u>20(4)</u> 8—48 | <u>8,1(1)</u> | <u>3,8(3)</u> 1—9,3 |
| V | <u>100(2)</u> 100—100 | <u>98(3)</u> 79—130 | — | — | <u>92(4)</u> 13—250 | <u>80(1)</u> | <u>34(8)</u> 15—53 |
| Ni/Co | <u>2,12</u> 2,09—2,15 | <u>1,83</u> 0,83—2,14 | — | — | <u>0,82(4)</u> 0,56—2,25 | <u>1</u> | <u>1,5</u> 0,3—7,6 |
| V/Ni | <u>1,96</u> 1,79—2,17 | <u>2,23</u> 1,4—5,6 | — | — | <u>5,6</u> 1,7—13,9 | <u>9,4</u> | <u>6,1</u> 1,7—35,3 |
| Cr | <u>125(2)</u> 120—130 | <u>105(3)</u> 26—150 | — | — | <u>26(4)</u> 10—42 | — | <u>32(5)</u> 5—66 |
| Sn | <u>4,5(1)</u> | <u>5,2(1)</u> | — | — | <u>4,4(4)</u> 3,6—5,9 | — | <u>5,9(6)</u> 4,9—6,9 |
| Zn | <u>178(1)</u> | <u>129(1)</u> | — | — | <u>180(4)</u> 158—205 | — | <u>101(6)</u> 65—158 |
| Pb | <u>8,2(1)</u> | <u>8,0(1)</u> | — | — | <u>6,2(4)</u> 4,7—8,6 | — | <u>16,2(6)</u> 13,5—20,5 |
| La | <u>16(3)</u> 11—21 | <u>21(4)</u> 16—28 | — | — | <u>12,5(5)</u> 11—14 | <u>13,0(1)</u> | <u>18,5(8)</u> 15—25 |
| Ce | <u>48(3)</u> 35—58 | <u>48(4)</u> 40,58 | — | — | <u>36,5(5)</u> 30—44 | <u>35,0(1)</u> | <u>38,8(8)</u> 30—50 |
| Nd | <u>26(3)</u> 19—33 | <u>24(4)</u> 20—28 | — | — | <u>22(5)</u> 19—25 | <u>19,0(1)</u> | <u>22(8)</u> 14—30 |
| Y | <u>14(3)</u> 9—19 | <u>11(4)</u> 9—14 | — | — | <u>22,5(5)</u> 17—30 | <u>23,0(1)</u> | <u>23,5(8)</u> 14—44 |
| Yb | <u>1,9(3)</u> 1,4—2,6 | <u>1,6(4)</u> 1,4—1,9 | — | — | <u>4,0(5)</u> 2,8—5,2 | — | <u>3,8(8)</u> 2,4—6,5 |
| La/Y | <u>1,1</u> | <u>1,9</u> | — | — | <u>0,55</u> | <u>0,5</u> | <u>0,8</u> |
| Ce/Y | <u>3,4</u> | <u>4,4</u> | — | — | <u>1,6</u> | <u>1,5</u> | <u>1,6</u> |
| La/Yb | <u>8,4</u> | <u>13,1</u> | — | — | <u>3,1</u> | — | <u>4,9</u> |

Примечание. 1, 5 — диориты, 2, 6 — гранодиориты, 3 — грайосиениты, 4, 7 — граниты.

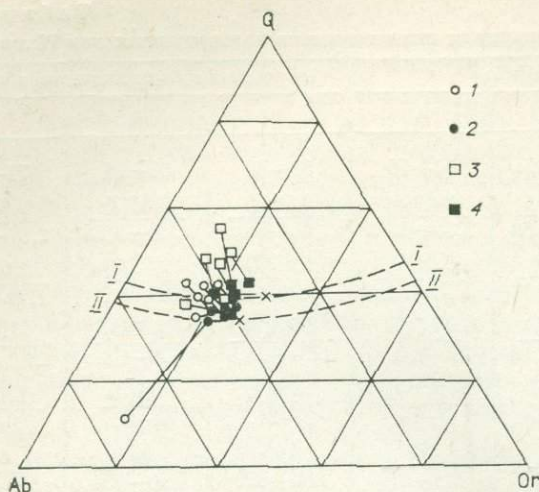


Рис. 10. Диаграмма Q—Ab—Or (I) для частично плавленных включений и стекол из них.

1 — частично плавленные гранитоидные включения в Камчатских вулканических породах; 2 — стекла из них; 3 — частично плавленные включения кислых осадочных и интрузивных пород из других регионов (Волынец, 1973_{1,2}); 4 — стекла из них. Штрихом показано положение граничных кривых при давлениях водяного пара 500 (I—I) и 2000 кг/см² (II—II), крестик на штриховых линиях — положение эвтектических минимумов [Tuttle, Bowen, 1958].

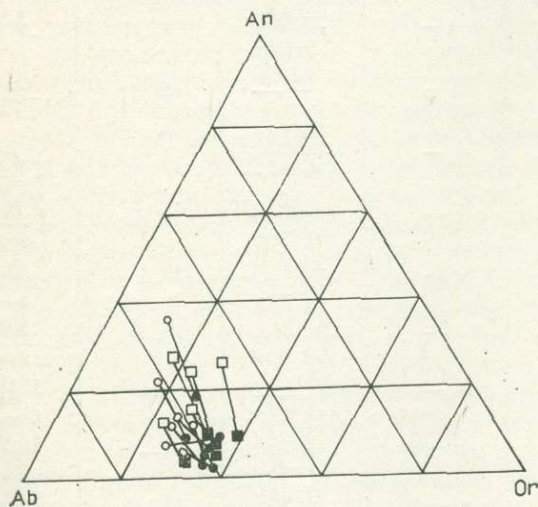


Рис. 11. Диаграмма Ab—An—Or для частично плавленных гранитоидных включений и стекол из них.

Усл. обозн. см. на рис. 10.

ческие данные, согласно которым, как уже указывалось [Тараканов, Левый, 1967; Кузин, 1974; Балеста и др., 1977; Аносов и др., 1977], вещество мантии под вулканическими поясами разуплотнено, скорости продольных волн понижены, а четкая граница Мохо отсутствует.

Это также подтверждается тем, что в составе включений присутствуют как породы, близкие к островодужному типу, так и меланократовые разности, резко отличающиеся от пород островодужного типа повышенными содержаниями Mg, Ni, Co, Cr и т. д.

1. Курило-Камчатская островная дуга была заложена, по крайней мере, частично на коре океанического типа. Магматические очаги, очевидно, формировались на незначительных глубинах, соответствующих самым верхним горизонтам верхней мантии, так как в составе ксенолитов полностью отсутствуют породы типа перидотитов с Mg-Al шпинелью, эклогитов и гранатовых перидотитов. В то же время постоянное присутствие включений с амфиболовыми и плагиоклазовыми парагенезисами свидетельствует о том, что магматические очаги возникали при литостатических нагрузках, не превышающих 15—20 кбар, и об участии в этих процессах значительно количества летучих и в первую очередь воды.

2. В ходе развития Курило-Камчатской островной дуги состав фундамента неоднократно изменялся за счет кристаллизации отдельных порций расплавов в его пределах, метасоматических преобразований под влиянием флюидной фазы, процессов метаморфической дифференциации и т. д. Поэтому вся область, расположенная выше первичных очагов, представляет собой пеструю мозаику вулканических, осадочных и интрузивных пород основного и ультраосновного составов, неравномерно метаморфизованных под влиянием сильно нагретых магматических масс. На возможность протекания такого рода процессов указывают и геофизи-

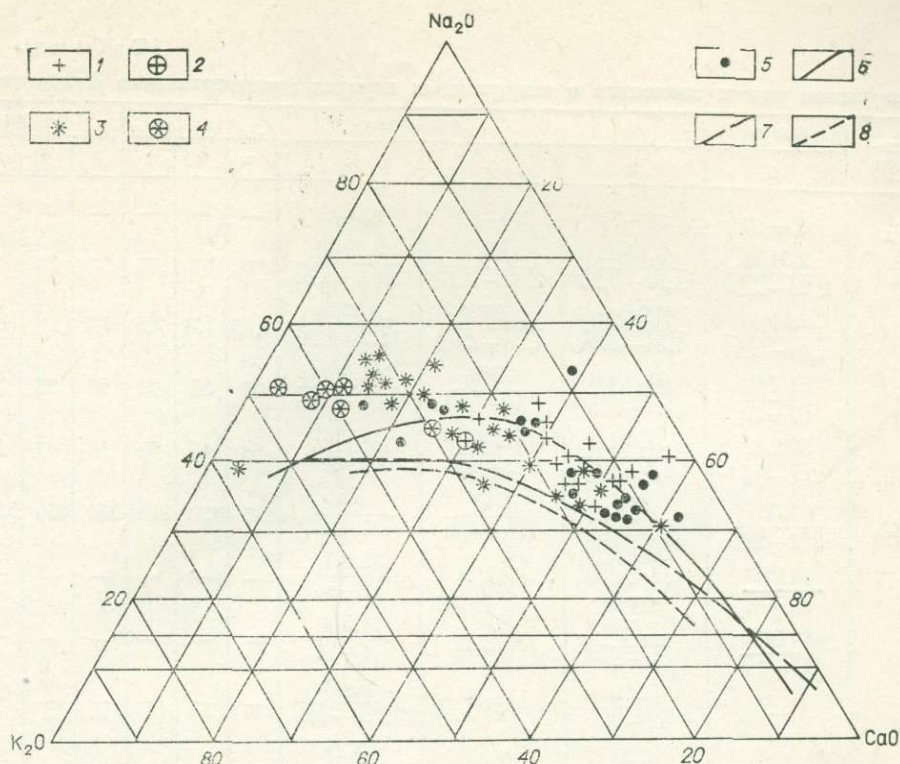


Рис. 12. Диаграмма K_2O-Na_2O-CaO для гранитоидных включений, четвертичных эффузивов и гранитоидных интрузивных образований различного возраста.

1 — гранитоидные включения глубинного облика, 2 — стекла из них; 3 — гранитоидные включения субвулканического облика, 4 — стекла из них; 5 — четвертичные эффузивы, средние составы пород для отдельных вулканов [Волюнец, Колосков, 1976]; 6—8 — вариационные кривые [Волюнец, Флеров, 1967]: 6 — для пород формации габбро-плагиогранитов K_2-P возраста; 7 — для пород формации габбро-гранодиоритов N_1 возраста; 8 — для пород интрузивной фации формации гранодиорит-порфиров-дацитов N_2-Q_1 возраста.

3. Судя по набору ксенолитов, фундамент в тыловых зонах Курило-Камчатской дуги подвергался преобразованиям в большей степени, чем во фронтальных. Это связано с тем, что при миграции глубоководного желоба в сторону океана преобразования в тыловых частях накладывались на породы, уже испытывавшие изменения в предшествующий период, когда при другом положении глубоководного желоба они играли роль фронтальных зон.

Таблица 24

Температура плавления гранитоидных включений в вулканических породах

| Место взятия проб | Состав включений | Содержание SiO_2 во включениях | Содержание стекла во включениях, % | Состав вмещающих пород | Температуры плавления включений, °C | | |
|-------------------|----------------------------------|----------------------------------|------------------------------------|------------------------|-------------------------------------|-------------------------------|-----------------------------|
| | | | | | Сухие условия | $P_{H_2O} = 0.5 \text{ кбар}$ | $P_{H_2O} = 1 \text{ кбар}$ |
| Малый Семячик | Адамелит, переплавленный в пемзу | 70,12 | 95 | Андезитобазальт | 938 | 898 | 846 |
| Хангар | Диорит | 56,94 | 38 | Дацит | 906 | 867 | 809 |
| Узон | Гранит | 73,22 | 40 | » | 856 | 814 | 724 |

Содержание редких элементов в интрузивных породах дочетвертичного фундамента

| Элемент | Гнейсы | | Гранодиориты | | | | | Диориты | | |
|------------------|----------------------|-----------------------|----------------------|----------------------|------|-----|-----|---------|-----|-----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
| SiO ₂ | 63—69 | 61—70 | 64—68 | 63—67 | — | — | — | — | — | — |
| Na | 2,51(3) 2,26—2,80 | 2,86(11) 2,57—3,28 | 3,15(2) 2,82—3,37 | 3,27(5) 3,02—3,72 | — | — | — | — | — | — |
| K | 2,01(3) 1,90—2,04 | 2,03(11) 1,54—2,64 | 1,84(2) 1,20—2,48 | 2,09(5) 1,7—2,82 | 2,65 | 1,8 | 2,6 | 1,4 | 1,1 | 1,6 |
| Rb | 71,7(3) 67—78 | 71,4(11) 51,7—105 | 75(2) 40—110 | 41,4(5) 26,6—62,5 | 100 | 55 | 82 | 56 | 25 | 30 |
| Li | 39,6(3) 32—51 | 37,6(11) 8,5—82,0 | 20,5(2) 13—28 | 14,2(5) 5,9—20 | 36 | 15 | 19 | 56 | 7 | 13 |
| K/Rb | 280 269—291 | 284 237—344 | 245 225—300 | 505 432—620 | 265 | 320 | 310 | 250 | 450 | 530 |
| Ni | 38,3(3) 36—41 | 17,0(9) 7—32 | 5,4(1) | 35,5(4) 7—74 | — | — | — | — | — | — |
| Co | 16,3(3) 13—19 | 7,6(9) 2—13 | 4,2(1) | 11,3(4) 4—14 | — | — | — | — | — | — |
| V | — | 52(2) 42—61 | 64(1) | 78(4) 33—100 | — | — | — | — | — | — |
| Ni/Co | 2,3 2,1—2,9 | 2,2 0,9—2,8 | 1,3 | 3,21 0,8—5,3 | — | — | — | — | — | — |
| V/Ni | — | 3,1 1,9—6,0 | 11,8 | 1,3—4,9 | — | — | — | — | — | — |
| La | — | 31,5(2) 19—44 | 13(1) | 21(4) 12—30 | — | — | — | — | — | — |
| Ce | — | 59(2) 35—83 | 44(1) | 44(4) 26—60 | — | — | — | — | — | — |
| Nd | — | 35,5(2) 11—32 | 17(1) | 26(4) 12—20 | — | — | — | — | — | — |
| Y | — | 21,5(2) 11—32 | 7,9(1) | 15(4) 12—20 | — | — | — | — | — | — |
| Yb | — | 3,8(2) 1,9—5,7 | 14(1) | 3,0(4) 2,1—3,6 | — | — | — | — | — | — |
| La/Y | — | 1,5 | 1,6 | 1,4 | — | — | — | — | — | — |
| Ce/Y | — | 2,7 | 5,6 | 2,9 | — | — | — | — | — | — |
| La/Yb | — | 8,2 | 9,3 | 7,0 | — | — | — | — | — | — |

Примечание. 1 — мигматиты, гнейсы; 2—10 — интрузивные породы: 2 — палеозойско-мезозойского возраста, 3, 5, 8 — верхне-мелового-палеогенового возраста, 4, 6, 9 — миоценового возраста, 7, 10 — плиоцен-нижнечетвертичного возраста. 1—4 — данные авторов; 5—10 — данные по Л. Л. Леоновой и др., 1971, г.

4. Сравнительное изучение геохимических особенностей гранитоидных включений глубинного облика, интрузивных пород различного возраста, с одной стороны, и кислых вулканитов — с другой, показывает, что возникновение последних маловероятно за счет плавления сиалической земной коры.

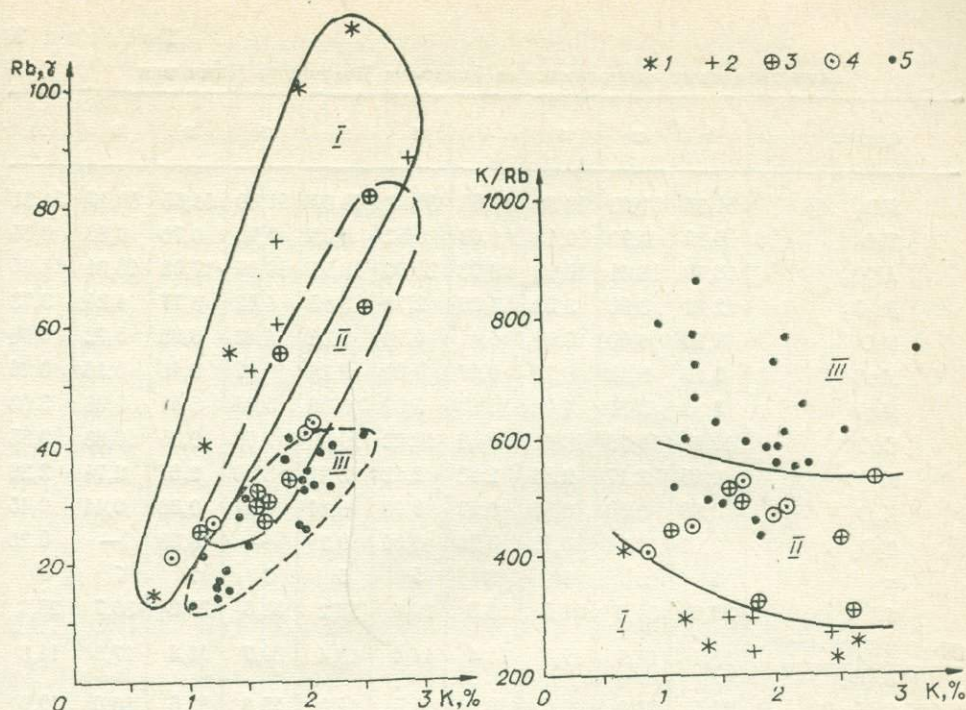


Рис. 13. Соотношение К и Rb в гранитоидных включениях и интрузивных породах различного возраста.

1—3 — интрузивные гранитоиды: 1 — PZ—MZ (?) возраста, 2 — K₂—P возраста, 3 — N возраста; 4, 5 — гранитоидные включения: 4 — глубинного облика, 5 — субвулканического облика. I — поле интрузивных гранитоидов донеогенового возраста, II — поле неогеновых гранитоидов, III — поле преимущественного распространения включений гранитоидов субвулканического облика.

Глава IV

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ БАЗАЛЬТОВ

Базальты и андезитов-базальты являются преобладающим типом пород среди четвертичных вулканитов Камчатки. Они составляют около 87% объема всех вулканитов Срединного хребта, 82 — Центральной Камчатской депрессии, 85 — Восточной и Южной Камчатки [Кожемяка и др., 1975; см. также табл. 1]. На Курильских островах наиболее распространены андезитов-базальты [Пискунов и др., 1976].

Согласно общепринятой в геохимической литературе классификации [Jakes, White, 1971], на Камчатке и на Курилах, как и на других островных дугах, можно выделить по составу три типа базальтов, которые различаются в первую очередь по содержанию щелочей, главным образом калия. Выделяются низкокальциевые толеитовые разновидности, известково-щелочные с нормальным содержанием калия и субщелочные разновидности с повышенным содержанием этого элемента. В каждом из двух последних типов отчетливо выделяются высокоглиноземистые и магнезиальные разновидности [Пополитов и др., 1976₁; Леонова и др., 1974; Волюнец и др., 1976].

Низкокальциевые глиноземистые базальты Восточной Камчатки

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 51,35 | 51,43 | 49,60 | 51,33 | 50,42 | 48,60 | 51,80 | 51,65 | 50,47 | 51,31 |
| TiO | 0,84 | 0,78 | 1,13 | 1,03 | 0,52 | 0,78 | 0,92 | 0,70 | 0,88 | 0,85 |
| Al ₂ O ₃ | 18,79 | 18,41 | 19,09 | 19,08 | 21,36 | 18,77 | 18,37 | 17,98 | 18,64 | 18,94 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,41 | 3,50 | 3,53 | 3,09 | 2,76 | 3,15 | 4,62 | 3,77 | 4,24 | 3,73 |
| FeO | 7,40 | 6,40 | 7,69 | 6,41 | 6,73 | 6,34 | 4,42 | 6,96 | 5,72 | 6,00 |
| MnO | 0,17 | 0,18 | 0,20 | 0,17 | 0,20 | 0,18 | 0,17 | 0,16 | 0,16 | 0,26 |
| MgO | 5,32 | 5,87 | 4,00 | 4,63 | 5,02 | 5,98 | 5,24 | 5,41 | 5,38 | 5,03 |
| CaO | 10,10 | 10,05 | 10,61 | 9,56 | 10,62 | 10,99 | 9,76 | 9,35 | 10,53 | 9,85 |
| Na ₂ O | 2,45 | 2,17 | 2,84 | 2,88 | 2,12 | 2,21 | 3,30 | 2,67 | 2,74 | 2,26 |
| K ₂ O | 0,38 | 0,50 | 0,55 | 0,57 | 0,33 | 0,31 | 0,51 | 0,36 | 0,44 | 0,45 |
| P ₂ O ₅ | 0,21 | 0,21 | 0,19 | 0,20 | 0,05 | 0,25 | — | 0,23 | — | 0,20 |
| <i>n</i> | 4 | 3 | 6 | 3 | 5 | 5 | 3 | 7 | 7 | 5 |
| <i>SI</i> | 29,6 | 31,8 | 21,5 | 28,8 | 29,6 | 33,2 | 30,6 | 28,2 | 30,7 | 28,8 |
| $\frac{(Na_2O+K_2O) \cdot 100}{Al_2O_3}$ | 15,1 | 14,5 | 17,8 | 18,1 | 11,4 | 13,4 | 20,7 | 16,8 | 17,0 | 14,3 |
| 100 K ₂ O/Na ₂ O | 15,5 | 23,0 | 19,4 | 19,8 | 15,5 | 14,0 | 15,4 | 13,5 | 16,0 | 19,9 |

Примечание. 1—9 — вулканы: 1—Ильинский, 2 — Желтовский, 3 — Ксудач, 4 — Ходутка, 5 — Мутновский, 6 — Малый Семячик, 7 — Авачинский, 8 — Кихпинич, 9 — Кроноцкий; 10 — вулканическая группа Большого Семячика. Табл. 23—26 заимствованы из работы О. Н. Волинец и др. (1976). *SI* — индекс затвердевания по Х. Куно.

Данные по средним химическим составам различных типов базальтов Камчатки представлены в табл. 23—27, по редким и рассеянным элементам — в табл. 28*.

Анализ материалов, приведенных в табл. 23—28, позволяет отметить следующие положения.

1. На основании имеющегося в настоящее время фактического материала можно утверждать, что низкокальциевые базальты встречаются только в Восточной и Южной вулканических зонах [Рудич и др., 1974; Волинец и др., 1976], где занимают наиболее близкое по отношению к глубоководному желобу положение. Распределены низкокальциевые базальты в самих этих зонах неравномерно. На некоторых вулканах (Желтовский, Ильинский, Ксудач, Кроноцкий и др.) они преобладают, на других (Большой и Малый Семячки, Мутновский) они ассоциируют с известково-щелочными нормально-кальциевыми базальтами, на третьих (Карымский, Вилучик) они, по имеющимся на сегодня данным, отсутствуют.

С геохимических позиций низкокальциевые базальты заметно отличаются от всех других типов пониженными концентрациями К (0,36%), Rb (4,6 г/т), Li (5,7 г/т), Ba (193 г/т), легких лантаноидов, высокими величинами отношений К/Rb и низкими Ba/Sr, Ni/Co и La/Yb. С этой точки зрения они наиболее близко стоят к океаническим толентовым базальтам срединно-океанических хребтов.

2. Известково-щелочные базальты на Камчатке распространены наиболее широко. Они встречаются во всех вулканических поясах, но максимально развиты в Центральной Камчатской депрессии и Срединном хребте. Среди известково-щелочных базальтов преобладают высокоглиноземис-

* Многочисленные данные по петрогеохимическому составу продуктов Толбапинского извержения 1975—1976 гг. при составлении табл. 23—28 не использованы и обсуждаются далее особо.

Таблица 24

Известково-щелочные глиноземистые базальты Камчатки

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 50,46 | 51,22 | 51,23 | 51,41 | 51,30 | 50,88 | 52,90 | 51,50 | 51,88 | 52,93 | 52,24 | 52,11 |
| TiO ₂ | 1,00 | 0,88 | 0,94 | 0,95 | 1,11 | 1,18 | 0,96 | 1,08 | 1,37 | 0,49 | 1,06 | 1,22 |
| Al ₂ O ₃ | 18,36 | 18,25 | 17,11 | 18,84 | 18,28 | 19,35 | 16,80 | 17,49 | 17,03 | 18,74 | 18,15 | 18,01 |
| Fe ₂ O ₃ | 4,93 | 4,64 | 5,73 | 3,54 | 4,59 | 4,44 | 3,94 | 4,50 | 3,80 | 1,88 | 3,52 | 3,51 |
| FeO | 5,15 | 5,36 | 4,42 | 5,90 | 4,64 | 5,34 | 5,66 | 5,08 | 6,25 | 4,74 | 6,14 | 6,10 |
| MnO | 0,19 | 0,13 | 0,20 | 0,26 | 0,32 | 0,22 | 0,17 | 0,15 | 0,16 | 0,03 | 0,16 | 0,21 |
| MgO | 4,94 | 5,12 | 6,82 | 3,84 | 4,35 | 3,51 | 6,28 | 6,14 | 5,43 | 6,25 | 5,46 | 5,46 |
| CaO | 9,88 | 9,84 | 9,14 | 9,58 | 9,86 | 10,16 | 8,69 | 9,52 | 8,99 | 9,06 | 8,84 | 8,71 |
| Na ₂ O | 2,86 | 2,73 | 2,70 | 3,31 | 3,20 | 2,71 | 2,89 | 3,00 | 3,11 | 2,93 | 3,37 | 3,06 |
| K ₂ O | 0,90 | 0,99 | 1,01 | 0,81 | 0,75 | 0,81 | 1,17 | 1,11 | 0,87 | 1,13 | 0,93 | 1,02 |
| P ₂ O ₅ | 0,26 | 0,22 | 0,19 | 0,42 | 0,41 | 0,27 | — | — | — | — | — | — |
| n | 4 | 7 | 6 | 12 | 6 | 3 | 39 | 5 | 4 | 7 | 6 | 15 |
| SI | 26,1 | 27,2 | 32,9 | 22,1 | 24,8 | 20,9 | 31,5 | 31,0 | 27,9 | 35,9 | 28,0 | 28,5 |
| $\frac{(Na_2O+K_2O) \cdot 100}{Al_2O_3}$ | 20,5 | 20,4 | 21,7 | 22,4 | 21,6 | 18,2 | 24,2 | 23,5 | 23,4 | 21,6 | 23,7 | 22,6 |
| 100K ₂ O/Na ₂ O | 31,5 | 36,3 | 37,5 | 24,5 | 23,4 | 29,9 | 40,5 | 37,0 | 28,0 | 38,6 | 27,6 | 33,4 |

Примечание. Вулканы: 1 — Кошелева, 2 — Горелый, 3 — Корякский, 4 — Крапчинникова, 5 — докальдерная постройка кальдеры Узон, 6 — Узон, 7 — Ключевской, 8 — Малая Удина, 9 — Большая Удина, 10 — Зимина, 11 — Камень, 12 — Острый и Плоский Толбачики.

Таблица 25

Субщелочные базальты Камчатки

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 52,52 | 50,66 | 51,72 | 49,03 | 49,78 | 52,05 | 51,18 | 52,17 | 49,57 | 50,90 |
| TiO ₂ | 1,24 | 0,87 | 1,49 | 0,78 | 0,32 | 0,98 | 0,72 | 0,80 | 1,12 | 1,48 |
| Al ₂ O ₃ | 17,20 | 21,19 | 18,88 | 18,45 | 20,77 | 19,30 | 13,67 | 14,16 | 17,53 | 16,90 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,22 | 3,95 | 4,04 | 4,06 | 3,93 | 2,82 | 3,20 | 5,06 | 6,31 | 3,25 |
| FeO | 6,86 | 3,86 | 4,73 | 6,26 | 4,32 | 6,82 | 5,55 | 2,47 | 3,89 | 6,62 |
| MnO | 0,17 | 0,18 | 0,13 | 0,13 | 0,11 | 0,08 | 0,18 | 0,15 | 0,13 | 0,21 |
| MgO | 5,24 | 2,61 | 4,10 | 5,89 | 3,46 | 3,83 | 12,08 | 8,82 | 5,79 | 6,05 |
| CaO | 7,65 | 9,16 | 8,29 | 9,07 | 10,47 | 8,78 | 8,36 | 8,36 | 8,11 | 8,57 |
| Na ₂ O | 3,32 | 3,65 | 3,10 | 2,23 | 2,42 | 2,41 | 2,55 | 3,62 | 3,78 | 3,23 |
| K ₂ O | 1,65 | 1,62 | 2,51 | 2,48 | 2,43 | 2,16 | 1,67 | 2,45 | 1,92 | 1,90 |
| P ₂ O ₅ | 0,42 | 0,51 | — | 0,33 | — | 0,32 | 0,37 | 0,30 | 2,80 | — |
| n | 3 | 1 | 1 | 5 | 1 | 2 | 1 | 2 | 3 | 7 |
| SI | 27,2 | 16,6 | 22,2 | 28,2 | 20,9 | 21,2 | 48,2 | 39,2 | 26,7 | 30,1 |
| $\frac{(Na_2O+K_2O)100}{Al_2O_3}$ | 28,8 | 25,3 | 29,7 | 25,2 | 23,4 | 23,7 | 30,8 | 43,5 | 32,5 | 30,4 |
| 100 K ₂ O/Na ₂ O | 49,1 | 44,4 | 81,8 | 110,2 | 100,0 | 90,0 | 65,5 | 70,2 | 50,8 | 58,8 |

Примечание. 1—9 — вулканы: 1 — Горелый, 2 — Явинский, 3 — Шапочна, 4 — Большая Кетепана, 5 — Уксичан, 6 — Крайний, 7 — Шивелуч, 8 — Харчинский, 9 — Ичинский; 10 — ареальная зона Центральной Камчатской депрессии. 7, 8 — магнезиальные разности, остальные — глиноземистые.

Таблица 26

Магнезиальные базальты Камчатки

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 49,35 | 51,05 | 50,58 | 49,43 | 49,92 | 49,69 |
| TiO ₂ | 1,06 | 0,76 | 1,03 | 1,16 | 0,96 | 1,05 |
| Al ₂ O ₃ | 15,88 | 16,91 | 16,10 | 13,98 | 14,17 | 14,08 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,59 | 2,29 | 3,56 | 5,50 | 4,27 | 4,83 |
| FeO | 7,27 | 6,32 | 5,67 | 3,56 | 5,13 | 4,42 |
| MnO | 0,17 | 0,18 | 0,17 | 0,25 | 0,17 | 0,21 |
| MgO | 10,32 | 9,28 | 9,34 | 10,45 | 9,60 | 9,99 |
| CaO | 8,78 | 9,76 | 8,67 | 10,91 | 10,27 | 10,56 |
| Na ₂ O | 2,70 | 1,85 | 2,71 | 2,46 | 2,87 | 2,68 |
| K ₂ O | 0,99 | 0,58 | 0,74 | 0,87 | 1,04 | 0,96 |
| P ₂ O ₅ | 0,27 | — | 0,14 | 0,41 | 0,26 | 0,33 |
| n | 1 | 1 | 2 | 10 | 12 | 22 |
| SI | 43,2 | 45,7 | 42,4 | 45,8 | 41,9 | 43,7 |
| $\frac{(Na_2O+K_2O)100}{Al_2O_3}$... | 23,2 | 14,4 | 21,4 | 23,8 | 27,6 | 25,9 |
| 100 K ₂ O/Na ₂ O | 36,7 | 31,3 | 27,4 | 35,4 | 36,2 | 35,8 |

Примечание. 1—3 — вулканы: 1 — Горелый; 2 — Авачинский; 3 — Корякский; 4 — ареальные лавы Центральной Камчатской депрессии; 5 — вулкан Харчинский; 6 — средний состав магнезиальных базальтов Центральной Камчатской депрессии.

Таблица 27

Средние химические составы различных типов базальтов Камчатки

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
|--|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 50,69 | 51,19 | 52,55 | 50,65 | 51,92 | 50,38 | 49,69 | 51,99 | 51,36 | 49,79 | 51,84 |
| TiO ₂ | 0,85 | 0,98 | 1,01 | 1,10 | 1,01 | 0,97 | 1,05 | 1,22 | 1,36 | 0,87 | 0,77 |
| Al ₂ O ₃ | 18,94 | 18,36 | 17,38 | 17,84 | 17,72 | 16,25 | 14,08 | 18,33 | 17,90 | 18,56 | 14,00 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,51 | 4,47 | 3,66 | 2,83 | 3,79 | 3,00 | 4,83 | 2,93 | 3,48 | 4,44 | 4,44 |
| FeO | 6,49 | 5,25 | 5,69 | 6,41 | 5,66 | 6,23 | 4,42 | 5,83 | 6,12 | 5,54 | 3,50 |
| MnO | 0,19 | 0,23 | 0,16 | 0,13 | 0,18 | 0,17 | 0,21 | 0,16 | 0,18 | 0,12 | 0,16 |
| MgO | 5,17 | 4,72 | 6,00 | 6,64 | 5,71 | 9,57 | 9,99 | 4,49 | 4,60 | 5,27 | 9,91 |
| CaO | 10,18 | 9,68 | 8,81 | 9,37 | 9,10 | 8,97 | 10,56 | 8,08 | 8,54 | 8,88 | 8,36 |
| Na ₂ O | 2,56 | 2,99 | 2,98 | 3,06 | 2,99 | 2,52 | 2,68 | 3,34 | 3,60 | 2,70 | 3,28 |
| K ₂ O | 0,43 | 0,87 | 1,10 | 1,02 | 1,02 | 0,76 | 0,96 | 1,80 | 1,94 | 2,27 | 2,19 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,32 | — | 0,31 | 0,32 | 0,20 | 0,33 | 0,45 | 0,37 | 0,33 | 0,32 |
| SI | 28,5 | 25,8 | 30,9 | 33,3 | 29,8 | 43,2 | 45,0 | 24,4 | 23,3 | 26,1 | 42,5 |
| Na ₂ O+K ₂ O | 2,99 | 3,86 | 4,08 | 4,08 | 4,01 | 3,28 | 3,64 | 5,14 | 5,54 | 4,97 | 5,47 |
| $\frac{(Na_2O+K_2O)100}{Al_2O_3}$ | 15,8 | 21,0 | 23,5 | 22,9 | 22,6 | 20,2 | 25,9 | 28,0 | 30,9 | 26,8 | 39,1 |
| 100 K ₂ O/Na ₂ O | 16,8 | 29,1 | 36,9 | 33,3 | 34,1 | 30,1 | 35,8 | 53,9 | 53,9 | 84,1 | 66,8 |
| n | 48 | 38 | 76 | 17 | 131 | 4 | 22 | 5 | 22 | 11 | 3 |

Примечание. 1 — низкокальциевые базальты Восточной Камчатки; 2—5 — известково-щелочные глиноземистые базальты Камчатки; 2 — Восточный вулканический пояс, 3 — Центральная Камчатская депрессия, 4 — Срединный хребет, 5 — средний известково-щелочной глиноземистый базальт Камчатки; 6, 7 — известково-щелочные магнезиальные базальты Камчатки; 6 — Восточный вулканический пояс, 7 — Центральная Камчатская депрессия; 8—10 — субщелочные глиноземистые базальты Камчатки; 8 — Восточный вулканический пояс, 9 — Центральная Камчатская депрессия, 10 — Срединный хребет; 11 — субщелочные магнезиальные базальты Центральной Камчатской депрессии.

тые разности. При переходе от Восточной вулканической зоны к Центральной Камчатской депрессии и далее к Срединному хребту в вулканах увеличиваются содержания K, Rb, Ba, Li (см. табл. 28), т. е. даже в пределах узкого по составу круга пород наблюдается тенденция к проявлению обычной для островных дуг поперечной петрогеохимической зональности по отношению к глубоководному желобу.

Высокоглиноземистые базальты по своей геохимической характеристике в основном отвечают аналогичным породам других островных дуг [Jakes, White, 1971]. Магнезиальные разности известково-щелочной серии обычно встречаются в тех же зонах, что и высокоглиноземистые и составляют не более 10% от объема последних, хотя в отдельных районах они преобладают (вулканы Харчинский, Заречный).

По петрогеохимическим особенностям магнезиальные базальты отличаются от высокоглиноземистых более высокими содержаниями Cr — 320 г/т, Ni — 135 г/т, и в связи с этими высокими отношениями Ni/Co и Cr/V. По этим параметрам они аналогичны океаническим толеитовым базальтам. С другой стороны, важно подчеркнуть, что концентрации элементов литофильной группы (K, Rb, Ba, U, Th и др.) в базальтах этих групп практически не изменяются, лишь слегка уменьшаясь в магнезиальных разностях [Леонова и др., 1974; Леонова, Кирсанов, 1974; Леонова, Огородов, 1975].

3. Субщелочные высококалийные базальты встречаются главным образом в Срединном хребте и Центральной Камчатской депрессии. На Южной Камчатке они развиты в меньших объемах, а в пределах Восточной вулканической зоны достоверно не известны. По геологическим данным высококалийные базальты обычно ассоциируют с известково-щелочными высокоглиноземистыми и магнезиальными базальтами. Субщелочные базальты отличаются от других типов повышенными содержаниями литофильных элементов (K — 1,63%, Rb — 34 г/т, U — 1,1, Th — 2,14, Ba — 600 г/т и др.) и летучих. Однако даже концентрации этих элементов в камчатских субщелочных базальтах иногда заметно ниже, чем в типичных породах шошонитовых серий, описанных в других островных дугах [Jakes, White, 1971]. В то же время в субщелочных базальтах Камчатки содержания элементов группы железа (V, Cr, Ni) часто значительно превосходят концентрации этих элементов в шошонитах. Как и для известково-щелочной серии, в субщелочных базальтах можно выделить два подтипа: высокоглиноземистый более распространенный и магнезиальный менее распространенный. Различия между ними, как и в предыдущем случае, сводятся к неодинаковым содержаниям элементов группы железа. В отношении литофильных элементов намечается даже тенденция некоторого их увеличения в магнезиальных разностях.

Перейдем теперь к характеристике базальтового вулканизма Курильских островов. В табл. 29 приведены данные по распределению редких элементов в базальтах Курил. По сравнению с Камчаткой они немногочисленны. Поэтому такое же подробное разделение на типы для базальтов Курил пока на основе имеющегося у нас фактического материала не представляется возможным. Однако три главных типа (низкокалийные толеитовые, известково-щелочные и субщелочные базальты) выделяются отчетливо. Сходные данные на основе большего фактического материала приводятся в недавно опубликованной работе Л. Л. Леоновой (1977).

Степень изученности не позволяет уверенно установить взаимоотношения в пространстве между низкокалийными и известково-щелочными базальтами. Вполне возможно, что низкокалийные вулканические постройки (как и на Камчатке) расположены по отношению к океану в минимальном удалении, но только получение дополнительного фактического материала позволит с уверенностью ответить на этот вопрос. Что же касается субщелочных базальтов, то отчетливо устанавливается их несомненная приуроченность к западной самой тыловой части

Курильских островов. Увеличение щелочности четвертичных вулканитов в пределах Курильских островов с востока на запад отмечалось Б. И. Пискуновым (1977) на основе предложенного им петрохимического индекса классификации.

Из табл. 29 следует, что закономерности распределения редких элементов в зависимости от изменения щелочности в базальтах Куриды те же самые, что и в базальтах Камчатки, поэтому мы не будем останавливаться на них.

Отметим, что выделенные типы базальтов различаются не только по валовому составу, но и по составу главных породообразующих минералов

Средние содержания редких элементов в различных

| Элемент | Глиноземистые разности | | | | | |
|----------|------------------------|-------------------------------|--|---------------------|------------------------|-------------------|
| | Низкока- лиевые | Известково-щелочные | | | | Южная Камчатка |
| | | Восточная и Южная Камчатка | Центральная Камчатская депрессия | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | |
| Na | 1,97(133) | 2,28(41) | 2,61(98) | 2,55(35) | 2,39(305) | 2,56(15) |
| K | 0,37(129) | 0,84(41) | 0,93(100) | 1,22(36) | 0,92(308) | 1,47(18) |
| Rb | 4,5(85) | 13,5(42) | 15,3(98) | 15,2(26) | 14,8(166) | 32,2(15) |
| Li | 5,6(85) | 8,2(42) | 14,8(93) | 8,3(21) | 12,1(156) | 10,2(13) |
| F | 327(48) | 339(30) | 391(77) | — | 377(107) | 720(1) |
| B | 55(25) | 23(9) | 24(63) | — | 24(72) | 35(8) |
| Be | 0,48(47) | 0,49(30) | 0,62(80) | — | 0,58(110) | 0,65(8) |
| Ba | 222(39) | 375(14) | 656(76) | — | 612(90) | 422(9) |
| Sr | 407(45) | 520(31) | 352(78) | — | 400(109) | 654(9) |
| Ni | 28,6(25) | 37(10) | 59,4(71) | 70(7) | 57,7(88) | 8,5(1) |
| Co | 31,3(25) | 32(10) | 42,5(71) | 38,7(7) | 41,0(88) | 17(1) |
| Cr | — | — | 109(69) | 105(7) | 108(76) | — |
| V | 312(25) | 302(10) | 354(71) | 324(7) | 346(88) | 130(1) |
| Ti | 0,51(48) | 0,59(38) | 0,63(136) | — | 0,62(191) | 0,73(5) |
| Nb | 0,6(9) | — | 2,0(7) | — | 2,0(7) | — |
| Ta | 0,5(5) | — | 0,3(5) | — | 0,3(5) | — |
| La | <10(18) | 12,7(13) | — | — | 12,7(13) | 18(1) |
| Ce | <30(18) | 27,9(13) | — | — | 27,9(13) | 25(1) |
| Nd | 11(18) | 17,8(13) | — | — | 17,8(13) | 20(1) |
| Y | 17,4(18) | 22,7(13) | — | — | 22,7(13) | 19(1) |
| Yb | 2,8(18) | 3,6(13) | — | — | 3,6(13) | 2,5(1) |
| K/Na | 0,19 | 0,37 | 0,36 | 0,48 | 0,38 | 0,57 |
| K/Rb | 822 | 622 | 608 | 803 | 622 | 457 |
| 100Rb/Sr | 1,1 | 2,6 | 4,3 | — | 3,7 | 4,9 |
| Ba/Sr | 0,55 | 0,72 | 1,85 | — | 1,5 | 0,65 |
| Ni/Co | 0,9 | 1,2 | 1,4 | 1,8 | 1,4 | 0,5 |
| V/Ni | 10,9 | 8,2 | 6,0 | 4,6 | 5,2 | 15,3 |
| La/Yb | <3 | 3,5 | — | — | 3,5 | 7,2 |

Примечание. Использованы данные из работ Л. Л. Леоновой и И. Т. Кирсанова (1974), авторов. Содержания Na и K вычислены с учетом данных химических анализов средних типов базальтов в Приложении 4—7 и 9. Na, K, Ti — вес. %; остальные элементы — г/т.

(табл. 30). В плагиоклазах ряда низкокалийевый — известково-щелочной-субщелочной базальты постепенно увеличиваются альбитовая составляющая, содержания К, Rb, Ba, уменьшается величина отношения Ca/Sr и т. д. Темноцветные минералы (оливин и клинопироксен) субщелочных базальтов отличаются максимальной железистостью и минимальными концентрациями Ni и Sr, в то время как в темноцветных минералах магнезиальных разностей содержания этих элементов наиболее высокие, а железистость наиболее низкая. Оливины и клинопироксены соответствующих по составу базальтов для Камчатских лав несколько менее железистые, чем для Курильских лав и характеризуются более высокими

Т а б л и ц а 28

типах четвертичных базальтов Камчатки

| базальтов | | | Магнезиальные разности базальтов | | | | |
|----------------------------------|------------------|---------------------|----------------------------------|----------------------------------|------------------|---------------------|----------------------------------|
| Субщелочные | | | Известково-щелочные | | | | Субщелочные |
| Центральная Камчатская депрессия | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Восточная и Южная Камчатка | Центральная Камчатская депрессия | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Центральная Камчатская депрессия |
| 2,86(27) | 2,78(17) | 2,72(82) | 2,20(3) | 2,19(31) | 2,30(11) | 2,14(67) | 2,38(5) |
| 1,67(32) | 1,78(17) | 1,63(86) | 0,64(3) | 0,80(31) | 1,15(12) | 0,85(68) | 1,79(6) |
| 37,2(33) | 22,7(9) | 33,7(57) | 7,2(2) | 12,1(31) | 14,4(11) | 12,4(44) | 34,6(4) |
| 11,5(33) | 22,3(8) | 12,5(54) | 8,5(2) | 10,8(31) | 8,3(9) | 10,2(42) | 10,4(4) |
| 336(17) | 1750(2) | 496(20) | 240(2) | 380(14) | — | 340(16) | 800(3) |
| 54(17) | 12(2) | 45(27) | 19(2) | 23(10) | — | 22(12) | — |
| 1,24(16) | 2,2(2) | 1,13(26) | 0,62(2) | 0,50(14) | — | 0,51(16) | 0,95(3) |
| 702(9) | 788(4) | 604(22) | 385(2) | 520(25) | — | 510(27) | 1000(3) |
| 426(9) | 950(4) | 615(22) | 460(2) | 345(26) | — | 353(28) | 621(4) |
| 41,0(6) | 31(3) | 34,8(10) | 135(3) | 142(32) | 108(8) | 135(43) | 300(5) |
| 27,5(6) | 35(3) | 28,7(10) | 35,7(3) | 44,7(33) | 42,5(8) | 43,7(44) | 36(5) |
| 71(4) | 83(2) | 75(6) | 448(1) | 363(31) | 147(8) | 322(40) | 577(2) |
| 282(6) | — | 260(7) | 285(2) | 324(22) | 310(8) | 317(32) | 250(3) |
| 0,74(38) | 0,68(12) | 0,73(55) | — | 0,61(39) | — | 0,61(39) | 0,46(3) |
| — | — | — | — | 0,8(6) | — | 0,8(6) | — |
| — | — | — | — | 0,3(6) | — | 0,3(6) | — |
| 17,4(4) | — | 17,5(5) | 10(2) | 9,3(7) | — | 9,5(9) | 32(1) |
| 32,6(4) | — | 31,1(5) | 42,5(2) | 17,3(7) | — | 22,9(6) | — |
| 27,9(4) | — | 26,3(5) | 18,0(2) | 17,6(7) | — | 17,7(9) | 40(1) |
| 24,6(4) | — | 23,4(5) | 21,5(2) | 15,8(7) | — | 17,1(9) | 16(1) |
| 2,8(2) | — | 2,7(3) | 2,6(2) | 3,0(5) | — | 2,9(7) | 2,6(1) |
| 0,58 | 0,63 | 0,60 | 0,29 | 0,37 | 0,50 | 0,40 | 0,75 |
| 449 | 784 | 484 | 889 | 661 | 800 | 685 | 517 |
| 8,7 | 2,3 | 5,6 | 1,6 | 3,5 | — | 3,5 | 5,6 |
| 1,65 | 0,83 | 0,98 | 0,84 | 1,5 | — | 1,45 | 1,6 |
| 1,5 | 0,88 | 1,4 | 3,8 | 3,2 | 2,5 | 3,1 | 8,3 |
| 8,9 | — | 7,1 | 2,0 | 2,3 | 2,9 | 2,3 | 0,8 |
| 6,2 | — | 6,5 | 3,8 | 3,1 | — | 3,3 | 12,3 |

Л. Л. Леоновой и Н. В. Огородова (1975), Б. В. Иванова (1970), В. А. Ермакова (1977) и материалы базальтов, приведенных в работе О. Н. Волюнца и др. (1976). Первичные материалы авторов приво-

Таблица 29

Содержание редких элементов в базальтах Курильских островов, г/т

| Элемент | Базальты | | |
|---------|-----------------|---------------------|-------------|
| | низкокальциевые | известково-щелочные | субщелочные |
| Na | 1,82(11) | 2,29(8) | 2,22(11) |
| K | 0,25(11) | 0,62(8) | 1,42(11) |
| Rb | 2,6(11) | 10,8(8) | 31(11) |
| Li | 4,9(11) | 8,6(8) | 7,4(11) |
| Ba | 155(5) | 480(4) | 512(5) |
| Sr | 340(5) | 345(4) | 634(5) |
| F | 360(11) | 380(8) | 545(84) |
| Be | 0,4(11) | 0,48(8) | 0,85(72) |
| Ni | 28(5) | 35(4) | 16(11) |
| Co | 30(5) | 32(4) | 30,7(11) |
| V | 330(5) | 342(4) | 363(11) |
| Nb | 0,8(3) | 1,5(4) | 4,3(4) |
| Ta | 0,5(3) | 0,5(4) | 0,5(4) |
| La | <10(5) | 10,5(4) | 18(5) |
| Ce | <30(5) | <30(4) | ≤30(5) |
| Nd | 7,9(5) | 15,4(4) | 20,8(5) |
| Y | 17,4(5) | 21,3(4) | 18(5) |
| Yb | 2,9(5) | 3,0(4) | 3,4(5) |
| Na/K | 7,28 | 3,69 | 1,56 |
| K/Rb | 960 | 574 | 458 |
| Ba/Sr | 0,45 | 1,4 | 0,81 |
| Ni/Co | 0,9 | 1,1 | 0,52 |
| La/Yb | <4 | 3,5 | 5,3 |

Примечание. Na и K — вес. %; остальные элементы — г/т. Первичные материалы приведены в Приложении 8. Содержания Be и F в субщелочных базальтах по данным Л. Л. Петрова, А. П. Хренова (1977).

зон, наблюдаются очень высокие содержания отмеченных элементов, в то время как аналогичные по щелочности и содержаниям ряда литофильных элементов породы островных дуг (шошонитовая ассоциация) характеризуются крайне низкими их содержаниями [Пополитов и др., 1976₂; Закариадзе и др., 1978]. Такие различия, по всей вероятности, указывают на разные способы образования щелочных расплавов в различных геодинамических обстановках.

ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Из вышеизложенного следует, что для Курило-Камчатской островной дуги в целом характерна обычная зональность, выражающаяся в постепенном увеличении щелочности вулканических продуктов по мере удаления от глубоководного желоба. Однако на этом общем фоне отмечаются

концентрациями Ni и в меньшей степени Sr. То же наблюдалось и для включений этих двух участков дуги. Отмеченная региональная особенность составов минералов согласуется с несколько повышенными содержаниями Ni и Sr в Камчатских базальтах по сравнению с Курильскими (см. табл. 28, 29) [Леонова, Кирсанов, 1974; Леонова, 1977].

Наряду с элементами (Rb, Ba, TR и др.), содержания которых изменяются от щелочности, или элементами (Cr, Ni, Co и др.), чьи концентрации заметно варьируют в зависимости от магнезиальности, отмечаются такие (Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, Th), поведение которых практически не зависит от состава магматических расплавов. Все они характеризуются большой тугоплавкостью своих соединений, а также обладают свойствами, сближающими их с типично амфотерными элементами. Следует подчеркнуть, что отмеченные особенности их поведения проявляются только в островодужной обстановке. В континентальных или океанических условиях, как известно, распределение этой группы элементов четко контролируется составом пород, и в первую очередь их щелочностью. Например, в щелочных базальтах, формирующихся в обстановке континентальных рифтовых

случаи нарушения зональности, которые выражаются в наличии различных типов базальтов как в пределах одного вулканического пояса, так и в пределах одной и той же вулканической постройки.

В настоящее время, очевидно, нет особенной необходимости доказывать магматическое происхождение базальтов. Тем не менее вопросы о количестве и генетической связи магм различной щелочности, глубине выплавления разных типов магм, а также о составе исходного субстрата, откуда эти магмы выплавляются, остаются пока дискуссионными.

Связано ли разнообразие выделенных типов базальтов с дифференциацией какой-то одной первичной магмы или таких магм несколько? Как уже указывалось, имеющийся материал по геологии четвертичных вулканитов показывает, что в районе Курило-Камчатской островной дуги наиболее распространенный тип базальтов — известково-щелочные высокоглиноземистые разновидности. Поэтому некоторые авторы считают высокоглиноземистую известково-щелочную магму первичной, а все остальные типы, по их мнению, образуются из нее путем дифференциации. Сразу отметим, что из расплава высокоглиноземистого известково-щелочного базальта за счет осаждения некоторых количеств оливина и пироксена легко можно получить магнезиальные разновидности. Приведенные выше результаты не противоречат таким представлениям. Темноцветные минералы, особенно оливин, имеют высокие концентрации Mg, Ni, Cr и очень низкие — щелочей и других литофильных элементов (см. табл. 30). Поэтому достаточно уже осаждения небольших количеств оливина, чтобы расплав резко обогатился магнием и элементами группы железа, а на содержании щелочей это практически не скажется. Оливины магнезиальных базальтов, по сравнению с другими типами, максимально обогащены форстеритовой составляющей (см. табл. 30), что, видимо, также свидетельствует об их наиболее ранней кристаллизации. Поэтому расплавы, давшие начало магнезиальным базальтам (как известково-щелочным, так и субщелочным), нет никаких оснований рассматривать в качестве первичных магм, хотя в отдельных случаях такую возможность исключить нельзя.

Однако особенности химического и редкоэлементного составов низкокалиевых базальтов не позволяют предложить какую-нибудь удовлетворительную модель их формирования путем дифференциации (кристаллизационной, эманационной и т. д.) нормально калиевой щелочноземельной магмы. Геохимические данные убедительно свидетельствуют о полной самостоятельности толентовых низкокалиевых расплавов.

Гораздо сложнее обстоит дело с проблемой возникновения субщелочных высококалиевых базальтов. Их мегаплагиофировые структуры, указывающие, видимо, на большое количество летучих при их образовании, а также геохимические особенности, в принципе, позволяют предполагать образование субщелочных разновидностей из исходного щелочноземельного расплава со значительным участием процессов эманационной дифференциации. Такая точка зрения не раз высказывалась в литературе [Ермаков, 1969; Леонова, Кирсанов, 1974; Титаева и др., 1977]. Указанные особенности состава субщелочных базальтов никак не отвергают и альтернативную концепцию об их возникновении из самостоятельных расплавов, образующихся в мантии при определенных термодинамических условиях. Решение этого вопроса, очевидно, следует искать при изучении вулканических построек, где отмечается тесная пространственная и временная связь щелочноземельных и субщелочных базальтов, т. е. на тех объектах, где нарушается обычная для островных дуг зональность. Это тем более необходимо и для выяснения причин нарушения такой зональности.

Одним из ярких примеров подобных объектов является Большое трещинное Толбачинское извержение 1975—1976 гг., характеризующееся как самое крупное историческое извержение базальтов в Курило-Камчат-

Составы главных минералов вкрапленников четвертичных базальтов Камчатки и Курильских островов

| Элемент | I | | | II | | | III | | | IV | |
|---------|------------------------------|------------------------------|----------------------|-----------------------------|-----------------------------|----------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|-----------------------------|----------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| Ca | $\frac{13,13(14)}{12,0(5)}$ | $\frac{0,41(20)}{0,32(1)}$ | $\frac{13,76(5)}{—}$ | $\frac{9,38(13)}{11,28(2)}$ | $\frac{0,42(5)}{0,2(2)}$ | $\frac{—}{13,82(2)}$ | $\frac{8,85(15)}{11,56(6)}$ | $\frac{0,34(2)}{0,96(3)}$ | $\frac{12,36(2)}{13,36(2)}$ | $\frac{0,50(20)}{—}$ | $\frac{14,92(4)}{—}$ |
| Na | $\frac{0,79(14)}{1,10(5)}$ | $\frac{0,076(7)}{0,09(1)}$ | $\frac{0,25(5)}{—}$ | $\frac{2,89(13)}{1,57(2)}$ | $\frac{—}{0,13(1)}$ | $\frac{—}{0,40(2)}$ | $\frac{3,12(15)}{1,48(6)}$ | $\frac{0,13(2)}{—}$ | $\frac{0,38(2)}{0,60(2)}$ | $\frac{0,054(5)}{—}$ | $\frac{0,41(7)}{—}$ |
| K | $\frac{0,11(14)}{0,13(5)}$ | $\frac{0,057(7)}{0,10(1)}$ | $\frac{0,054(5)}{—}$ | $\frac{0,31(13)}{0,19(2)}$ | $\frac{—}{0,045(1)}$ | $\frac{—}{0,10(2)}$ | $\frac{0,52(15)}{0,25(6)}$ | $\frac{0,12(2)}{—}$ | $\frac{0,07(2)}{0,21(2)}$ | $\frac{0,046(5)}{—}$ | $\frac{0,11(7)}{—}$ |
| Rb | $\frac{0,8(12)}{1,5(5)}$ | $\frac{1,2(7)}{1,3(1)}$ | $\frac{0,7(5)}{—}$ | $\frac{1,8(10)}{4,1(2)}$ | $\frac{—}{1,3(1)}$ | $\frac{—}{1,3(1)}$ | $\frac{1,7(4)}{1,1(3)}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{1,4(2)}{—}$ | $\frac{1,0(5)}{—}$ | $\frac{1,1(4)}{—}$ |
| Li | $\frac{1,5(11)}{2,6(5)}$ | $\frac{1,4(5)}{1,5(1)}$ | $\frac{2,8(4)}{—}$ | $\frac{5,9(13)}{4,8(2)}$ | $\frac{—}{2,3(1)}$ | $\frac{—}{8,2(1)}$ | $\frac{4,0(4)}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{3,8(2)}{—}$ | $\frac{3,3(5)}{—}$ | $\frac{7,0(4)}{—}$ |
| Ba | $\frac{17(6)}{17(5)}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{205(17)}{73(2)}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{235(5)}{87(3)}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ |
| Sr | $\frac{445(6)}{376(5)}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{77(5)}{—}$ | $\frac{510(17)}{585(2)}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{84(2)}$ | $\frac{530(5)}{1093(3)}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{73(2)}{140(2)}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{84(4)}{—}$ |
| Fe | $\frac{0,57(10)}{0,68(5)}$ | $\frac{14,90(14)}{14,44(1)}$ | $\frac{6,22(5)}{—}$ | $\frac{—}{0,61(2)}$ | $\frac{11,35(3)}{15,16(2)}$ | $\frac{—}{6,21(2)}$ | $\frac{—}{0,63(3)}$ | $\frac{—}{20,17(3)}$ | $\frac{7,12(2)}{7,03(2)}$ | $\frac{9,65(24)}{41,01(1)}$ | $\frac{5,54(7)}{—}$ |
| Mg | $\frac{0,10(9)}{0,12(5)}$ | $\frac{24,27(14)}{—}$ | $\frac{9,41(5)}{—}$ | $\frac{—}{0,09(2)}$ | $\frac{26,32(3)}{24,54(1)}$ | $\frac{—}{9,08(2)}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{20,36(2)}{20,17(3)}$ | $\frac{9,80(2)}{8,30(2)}$ | $\frac{27,05(19)}{—}$ | $\frac{9,67(7)}{—}$ |
| Mn | $\frac{0,007(11)}{0,009(5)}$ | $\frac{0,21(14)}{0,24(1)}$ | $\frac{0,15(5)}{—}$ | $\frac{—}{0,008(2)}$ | $\frac{0,22(3)}{0,25(3)}$ | $\frac{—}{0,22(2)}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{0,35(2)}$ | $\frac{0,19(2)}{0,19(2)}$ | $\frac{0,13(17)}{0,21(1)}$ | $\frac{0,14(4)}{—}$ |
| Ni | $\frac{—}{—}$ | $\frac{617(13)}{390(2)}$ | $\frac{134(5)}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{1240(6)}{627(3)}$ | $\frac{—}{122(2)}$ | $\frac{670(2)}{290(2)}$ | $\frac{205(2)}{75(2)}$ | $\frac{1620(26)}{1360(1)}$ | $\frac{201(4)}{—}$ | $\frac{—}{—}$ |
| Co | $\frac{—}{—}$ | $\frac{245(13)}{240(1)}$ | $\frac{56(5)}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{217(7)}{233(3)}$ | $\frac{—}{78(2)}$ | $\frac{255(2)}{270(2)}$ | $\frac{43(2)}{140(2)}$ | $\frac{2132(26)}{180(1)}$ | $\frac{40(3)}{—}$ | $\frac{—}{—}$ |
| Cr | $\frac{—}{—}$ | $\frac{818(12)}{160(1)}$ | $\frac{1107(4)}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{341(7)}{113(3)}$ | $\frac{—}{722(2)}$ | $\frac{145(2)}{140(2)}$ | $\frac{800(2)}{335(2)}$ | $\frac{511(26)}{600(1)}$ | $\frac{1662(4)}{—}$ | $\frac{—}{—}$ |
| K/Rb | $\frac{1270}{870}$ | $\frac{460}{740}$ | $\frac{771}{—}$ | $\frac{1720}{460}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{769}$ | $\frac{3060}{2273}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{500}{—}$ | $\frac{470}{—}$ | $\frac{1000}{—}$ |
| Ca/Sr | $\frac{293}{319}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{1787}{—}$ | $\frac{184}{193}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{1645}$ | $\frac{166}{106}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{1693}{954}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{1776}{—}$ |
| Ni/Co | $\frac{—}{—}$ | $\frac{2,52}{1,6}$ | $\frac{2,39}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{5,71}{2,69}$ | $\frac{—}{1,56}$ | $\frac{2,63}{1,07}$ | $\frac{4,77}{0,54}$ | $\frac{7,6}{7,55}$ | $\frac{5,0}{—}$ | $\frac{—}{—}$ |
| An | $\frac{90,3}{86,0}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{65,3}{80,4}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{60,9}{84,1}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ |
| Ab | $\frac{9,01}{13,0}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{32,3}{18,3}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{35,3}{17,1}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ |
| Or | $\frac{0,7}{0,9}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{2,2}{1,3}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{3,8}{1,8}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{—}$ |
| f | $\frac{—}{—}$ | $\frac{20,8}{22,0}$ | $\frac{22,3}{—}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{15,9}{21,9}$ | $\frac{—}{22,9}$ | $\frac{—}{—}$ | $\frac{—}{30,4}$ | $\frac{24,1}{27,0}$ | $\frac{13,6}{—}$ | $\frac{19,9}{—}$ |

Примечание. I — низкальциевые глиноземистые базальты: 1 — плагиоклаз, 2 — оливин, 3 — клинопироксен; II — глиноземистые базальты умеренной щелочности: 4 — плагиоклаз, 5 — оливин, 6 — клинопироксен; III — глиноземистые субщелочные базальты: 7 — плагиоклаз, 8 — оливин, 9 — клинопироксен; IV — магнезиальные базальты умеренной щелочности: 10 — оливин, 11 — клинопироксен. Ca, Na, K, Fe, Mg и Mn — вес. %. Остальные элементы — г/т; Ab, An и Or — мол. %. В числителе — средние содержания компонентов для минералов Камчатских, в знаменателе — Курильских базальтов. Использовались данные О. Н. Водына и др. (1975, 1977) и новые неопубликованные материалы авторов.

Таблица 31
Химический состав базальтов Толбачинского
извержения

| Компо- нент | Северный про- рыв | | Южный прорыв | | |
|--------------------------------|----------------------|-------|--------------|-------|-------|
| | 1(21) | 2(11) | 3(8) | 4(14) | 5(85) |
| SiO ₂ | 49,76 | 50,02 | 50,30 | 50,78 | 50,69 |
| TiO ₂ | 1,02 | 1,30 | 1,51 | 1,71 | 1,66 |
| Al ₂ O ₃ | 13,48 | 15,32 | 16,62 | 16,83 | 17,10 |
| Fe ₂ O ₃ | 3,06 | 3,47 | 3,14 | 3,42 | 3,55 |
| FeO | 6,99 | 6,88 | 6,95 | 7,06 | 6,99 |
| MnO | 0,16 | 0,17 | 0,18 | 0,17 | 0,17 |
| MgO | 9,88 | 7,69 | 6,44 | 5,39 | 4,87 |
| CaO | 11,60 | 9,83 | 9,20 | 8,74 | 8,65 |
| Na ₂ O | 2,44 | 3,14 | 3,30 | 3,36 | 3,60 |
| K ₂ O | 1,03 | 1,62 | 1,83 | 1,99 | 2,10 |
| P ₂ O ₅ | 0,25 | 0,35 | 0,40 | 0,40 | 0,53 |
| H ₂ O ⁺ | 0,13 | 0,09 | 0,02 | 0,06 | 0,06 |
| H ₂ O ⁻ | 0,18 | 0,11 | 0,19 | 0,25 | 0,11 |

Примечание. 1 — 5 — типы базальтов: 1 — преобладающий (время излияния 6.VII — 10.IX 1975); 2 — промежуточный конца извержения Северного прорыва (11.IX — 15.IX 1975); 3 — промежуточный первых дней извержения (18.IX — 24.IX 1975); 4 — промежуточный начала извержения (25.IX — 30.XI 1975); 5 — преобладающий (1.XII 1975 — 9.XII 1976). Анализы выполнены в химической лаборатории Института вулканологии ДВНЦ АН СССР. Данные О. Н. Волинец и др. (1978).

жалось еще почти 15 месяцев [Федотов и др., 1977_{1,2}].

Из табл. 31 видно, что базальты Северного и Южного прорывов в петрохимическом отношении резко различаются по содержаниям Al₂O₃, MgO, CaO, K₂O, Na₂O, P₂O₅, TiO₂ (содержания MgO и CaO более высокие в базальтах Северного, а остальных компонентов — в базальтах Южного прорывов). Разница в содержании отдельных компонентов составляет для MgO — 5,2%, Al₂O₃ — 3,6, CaO — 2,9, K₂O — 1,2, Na₂O — 1,1, TiO₂ — 0,7, P₂O₅ — 0,3%.

Резкие различия в составе базальтов Северного и Южного прорывов сглаживаются, когда в ходе извержения появляются базальты промежуточного состава. Их появление приурочено к концу Северного и началу Южного прорывов. При этом смена составов происходит в течение очень ограниченного промежутка времени (2—3 недели).

В соответствии с предложенной выше классификацией базальты Северного прорыва относятся к известково-щелочным магнезиальным разновидностям, а базальты Южного — к субщелочным высокоглиноземистым разновидностям.

В табл. 32 приведены данные по содержаниям редких элементов в базальтах Северного и Южного прорывов. Как видно из представленных результатов, базальты Южного прорыва заметно обогащены по сравнению с базальтами Северного литофильными редкими элементами и обеднены элементами группы железа. В целом по геохимической характеристике различные по составу базальты извержения сходны с соответствующими средними типами базальтов Камчатки. Но при этом следует отметить одну особенность, которая заключается в том, что для базальтов Толбачика отмечается прямая корреляция между содержаниями щелочей и элементов группы титана (Ti, Nb, Zr), что является нехарактерным как для про-

ской зоне [Федотов и др., 1977_{1,2}]. Состав вулканических продуктов этого извержения изучен нами достаточно детально совместно с Г. Б. Флеровым, А. П. Хреновым, В. Н. Андреевым и другими сотрудниками Толбачинской экспедиции Института вулканологии ДВНЦ АН СССР и Института геохимии им. А. П. Виноградова СО АН СССР. Результаты, изложенные в нескольких статьях [Волинец и др., 1977, 1978], вкратце приводятся ниже.

Все породы извержения по составу отвечают базальтам. Однако в процессе извержения состав базальтов закономерно менялся во времени. В табл. 31, 32 приведены данные о петрохимических и геохимических особенностях продуктов извержения. Оно началось в июле 1975 г. (Северный прорыв). В середине сентября 1975 г. извержение начало затухать. Однако вскоре образовался новый эруптивный центр (Южный прорыв) и извержение возобновилось с новой силой и продол-

Содержание малых и редких элементов в базальтах Толбачинского извержения

| Элемент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---------|----------|----------|----------|----------|-----------|
| Na | 1,87(68) | 2,27(15) | 2,54(18) | 2,67(19) | 2,71(136) |
| K | 0,75(68) | 1,31(17) | 1,49(18) | 1,60(19) | 1,75(136) |
| Rb | 11,6(56) | 23,7(7) | 31,4(11) | 40,0(15) | 46,5(94) |
| Li | 9,8(56) | 12,4(7) | 13,7(11) | 15,1(14) | 15,7(81) |
| F | 285(65) | 350(19) | 350(22) | 310(27) | 405(147) |
| B | 34(72) | 43(19) | 57(22) | 56(27) | 60(167) |
| Be | 0,67(75) | 1,1(19) | 1,4(23) | 1,3(27) | 1,5(167) |
| Ba | 330(15) | 440(4) | 535(7) | 535(6) | 870(11) |
| Sr | 315(16) | 425(5) | 410(8) | 470(6) | 325(11) |
| Ni | 120(28) | 78(10) | 71(11) | 41(10) | 52(50) |
| Co | 42(28) | 32(10) | 31(11) | 29(10) | 31(50) |
| Cr | 265(28) | 195(10) | 145(11) | 120(10) | 102(48) |
| V | 250(28) | 220(10) | 225(11) | 170(10) | 210(50) |
| Ga | 12(28) | 11(10) | 12(11) | 12(10) | 16(50) |
| Pb | 2,7(28) | 3,2(10) | 4,4(11) | 3,5(10) | 5,9(50) |
| Zn | 75(27) | 52(10) | 80(11) | 45(10) | 59(50) |
| Cu | 145(28) | 140(10) | 170(11) | 155(10) | 175(50) |
| Sn | 3,3(28) | 2,2(10) | 3,1(11) | 2,4(10) | 2,3(50) |
| Ag | 0,15(51) | 0,13(7) | 0,15(9) | — | — |
| P | 0,11(29) | 0,16(15) | 0,18(10) | 0,18(18) | 0,24(74) |
| Ti | 0,61(22) | 0,78(11) | 0,90(8) | 1,02(11) | 1,00(72) |
| Nb | 2,7(10) | 2,9(5) | 4,8(3) | 3,2(4) | 4,7(20) |
| Ta | 1,1(6) | 0,5(5) | 1,2(3) | 0,7(4) | 1,0(8) |
| Zr | 70(10) | 145(5) | 279(4) | 175(4) | 231(20) |
| Hf | 1,0(9) | 3,6(5) | 3,3(4) | 4,3(4) | 5,5(20) |
| La | ~10(3) | — | — | — | 30(8) |
| Ce | <30(3) | — | — | — | 43(8) |
| Nd | ~10(3) | — | — | — | 23(8) |
| Y | 24(3) | — | — | — | 43(8) |
| Yb | 2,6(3) | — | — | — | 4,6(3) |
| K/Na | 0,40 | 0,58 | 0,59 | 0,60 | 0,65 |
| K/Rb | 645 | 550 | 475 | 400 | 375 |
| Ba/Sr | 1,05 | 1,04 | 1,30 | 1,14 | 2,68 |
| Nb/Ta | 2,5 | 5,8 | 4,0 | 4,6 | 4,7 |
| Zr/Hf | 70 | 40 | 72 | 41 | 42 |
| Ni/Co | 2,85 | 2,4 | 2,3 | 1,4 | 1,7 |
| V/Ni | 2,1 | 2,8 | 3,2 | 4,1 | 4,0 |
| La/Yb | 3,8 | — | — | — | 6,5 |

П р и м е ч а н и е. 1—5 — см. табл. 31. Na, K, P, Ti — вес. %; остальные элементы — г/т.
Данные О. Н. Воынца и др. (1978).

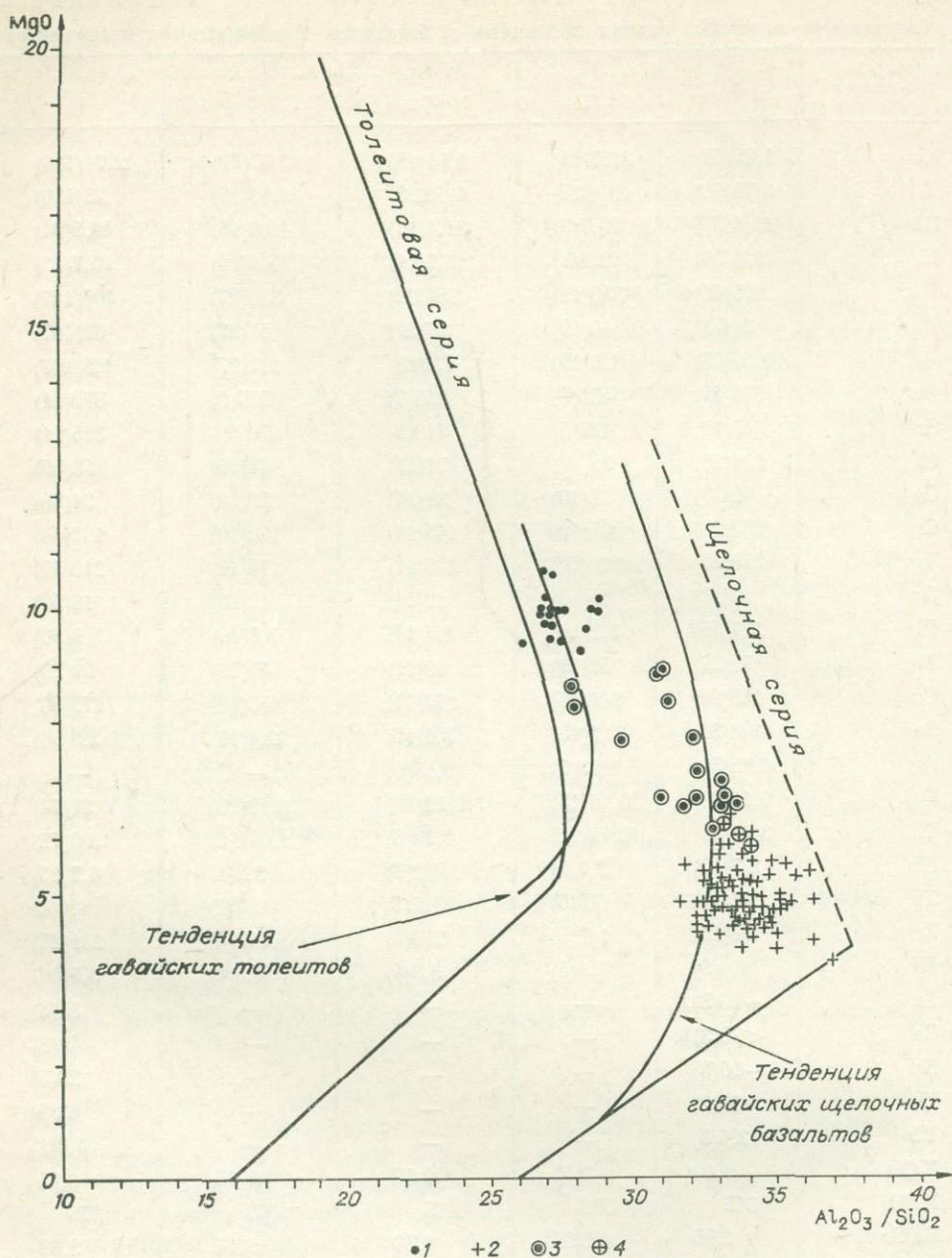


Рис. 14. Соотношение MgO с величиной Al_2O_3/SiO_2 в породах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.

1 — лавы Северного прорыва; 2 — лавы Южного прорыва; 3, 4 — промежуточные лавы соответственно Северного и Южного прорывов.

дуктов четвертичного вулканизма Камчатки, так и для островодужного магматизма вообще.

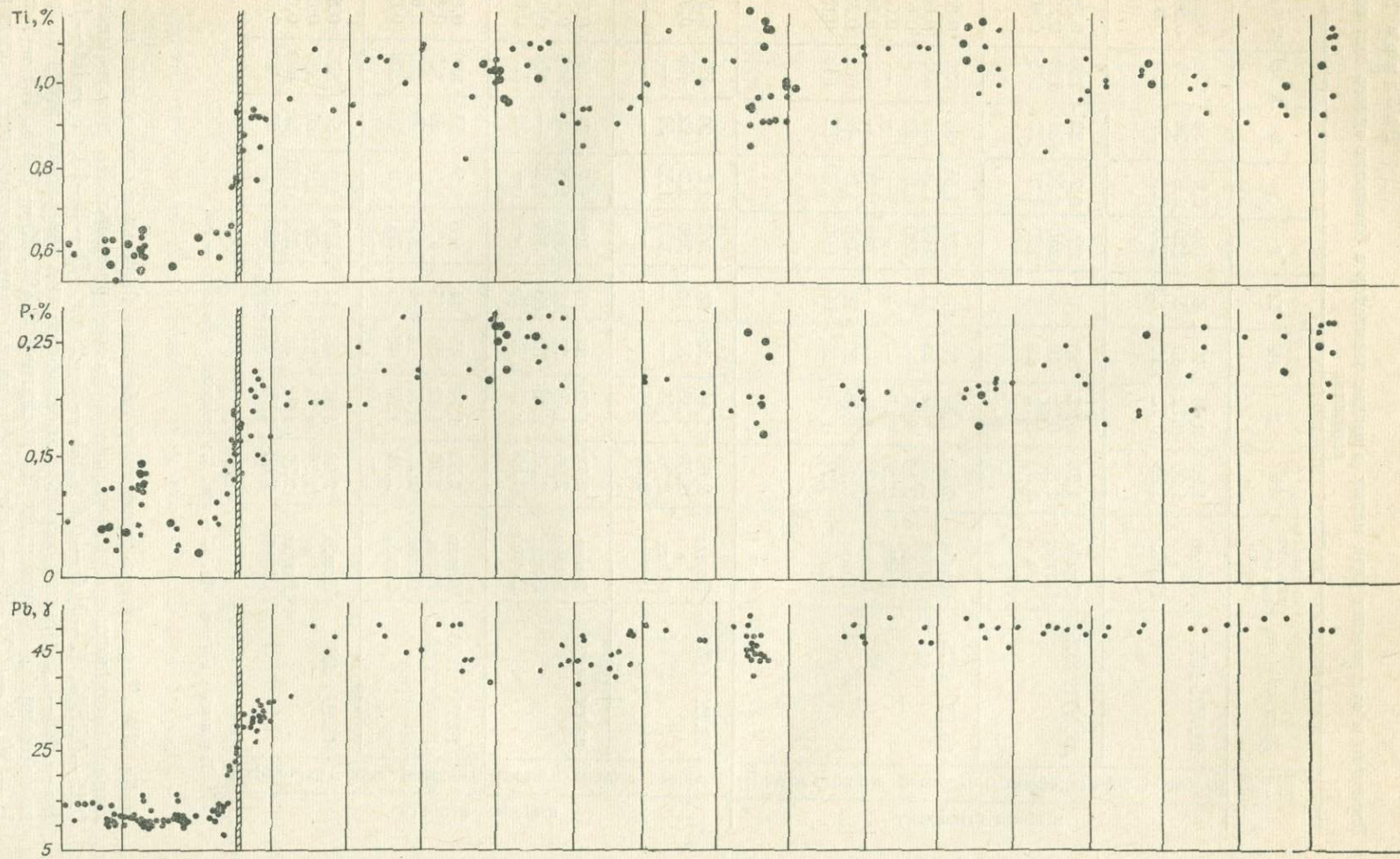
Базальты промежуточного типа по концентрациям редких элементов, так же как и по содержаниям петрогенных, занимают промежуточное положение. Поэтому вариации содержаний отдельных элементов в базальтах промежуточного состава заметно превышают таковые для преобладающей массы пород каждого прорыва. Такая картина свойственна и отдельным образцам, отобраным в течение одного дня извержения

Вариации и содержания ряда малых и редких элементов в базальтах одного дня извержения

| Тип базальта | Дата отборки | Фациальная принадлежность | Na | K | Rb | Li | F | Be | B | K/Rb | K/Na |
|-----------------|---------------|---------------------------|------|------|----|-----|-----|------|----|------|------|
| | | | | | | | | | | | |
| Северный прорыв | 10.VIII 1975 | Поток | 1,90 | 0,68 | 10 | 6 | 180 | 0,9 | 38 | 680 | 0,36 |
| | | » | 1,90 | 0,72 | 10 | 5 | 170 | 0,8 | 36 | 720 | 0,38 |
| | | Бомба | 1,88 | 0,72 | 11 | 8,5 | 260 | 0,9 | 37 | 650 | 0,38 |
| | 25. VIII 1975 | Бомба | 1,98 | 0,72 | 10 | 6 | 290 | 0,7 | 23 | 720 | 0,36 |
| | | Поток | 1,86 | 0,72 | 10 | 6 | 240 | 0,55 | 31 | 720 | 0,39 |
| | | » | 1,80 | 0,72 | 11 | 5 | 190 | 1,0 | 22 | 655 | 0,40 |
| | 15.IX 1975 | Бомба | 2,58 | 1,56 | 30 | 16 | 680 | 1,55 | 39 | 520 | 0,60 |
| | | Поток | 2,40 | 1,58 | 25 | 15 | 480 | 1,30 | 35 | 635 | 0,66 |
| | | Бомба | 2,40 | 1,54 | — | — | 380 | 0,95 | 52 | — | 0,64 |
| | | Поток | 2,38 | 1,39 | — | — | — | — | — | — | 0,58 |
| | | Шлак | 2,33 | 1,28 | — | — | 260 | 0,90 | — | — | 0,55 |
| | | Поток | 2,26 | 1,18 | 23 | 12 | 420 | 1,2 | 44 | 605 | 0,52 |
| | | Бомба | 2,24 | 1,54 | 25 | 14 | 600 | 1,90 | 32 | 615 | 0,69 |
| Южный прорыв | 18.IX 1975 | Поток | 2,60 | 1,40 | 32 | 18 | 360 | 2,2 | 20 | 435 | 0,54 |
| | | » | 2,58 | 1,48 | 30 | 10 | 330 | 1,2 | 22 | 495 | 0,57 |
| | | Шлак | 2,38 | 1,45 | — | — | 250 | 1,55 | 59 | — | — |
| | | Поток | 2,29 | 1,45 | — | — | — | — | — | — | — |
| | 23.IX 1975 | Поток | 2,72 | 1,52 | 35 | 10 | 420 | 1,4 | 71 | 435 | 0,56 |
| | | Бомба | 2,66 | 1,46 | 29 | 12 | 380 | 1,55 | — | 505 | 0,55 |
| | | Поток | 2,52 | 1,54 | 35 | 88 | 340 | 1,45 | — | 440 | 0,61 |
| | | Бомба | 2,50 | 1,42 | 27 | 10 | — | — | 29 | 525 | 0,57 |
| | 13.IV 1976 | Поток | 2,88 | 1,72 | 45 | 14 | 480 | 1,5 | 55 | 380 | 0,60 |
| | | Шлак | 2,76 | 1,72 | 50 | 15 | 400 | 1,9 | 50 | 345 | 0,62 |
| | | Поток | 2,76 | 1,72 | 44 | 14 | 260 | 1,7 | 55 | 390 | 0,62 |
| | | Бомба | 2,76 | 1,70 | 48 | 15 | 380 | 1,3 | 55 | 355 | 0,62 |
| | 14.IV 1976 | Бомба | 2,88 | 1,64 | 46 | 14 | 450 | 1,0 | 54 | 355 | 0,57 |
| | | » | 2,76 | 1,74 | 52 | 17 | 420 | 1,35 | 60 | 335 | 0,63 |
| | | Поток | 2,76 | 1,71 | 43 | 14 | 330 | 0,95 | 50 | 400 | 0,62 |
| | | Шлак | 2,60 | 1,70 | 45 | 15 | 620 | 1,2 | 58 | 380 | 0,65 |

Примечание. Na, K — вес. %; остальные элементы — г/т.

(табл. 33). Так, если в различных образцах базальтов одного дня извержения Северного прорыва вариации в содержаниях Na не превышают 0,15—0,18%, K—0,05—0,1%, Rb — 1—2 г/т, B — 3—10, F — 100—150, Be — 0,3—0,5 г/т, то в базальтах последнего дня извержения этого прорыва вариации в содержаниях Na достигают 0,3%, K — 0,4%, Rb — 7 г/т, B — 20, F — 420, Be — 1 г/т. Аналогичная картина отмечается и для про-



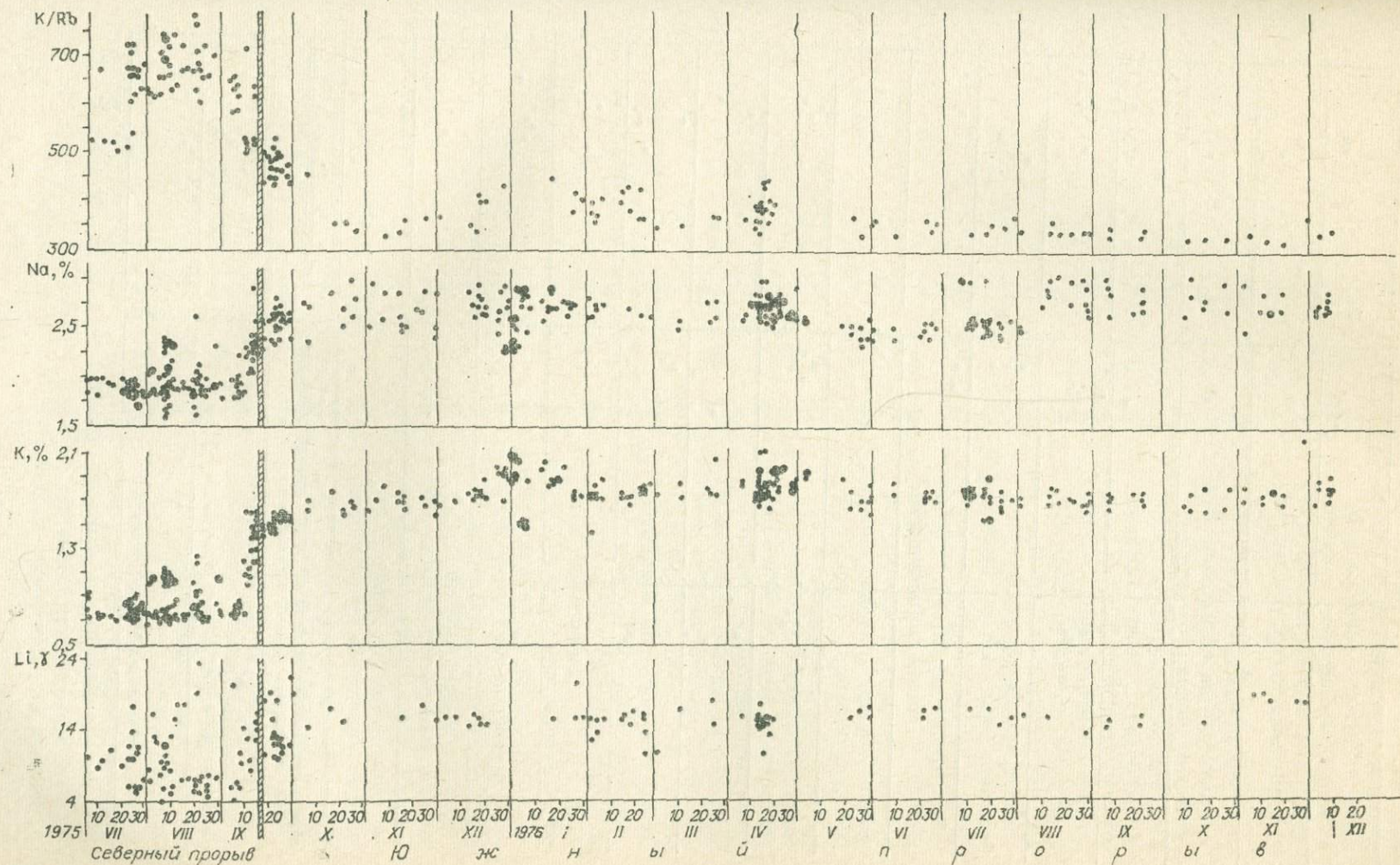
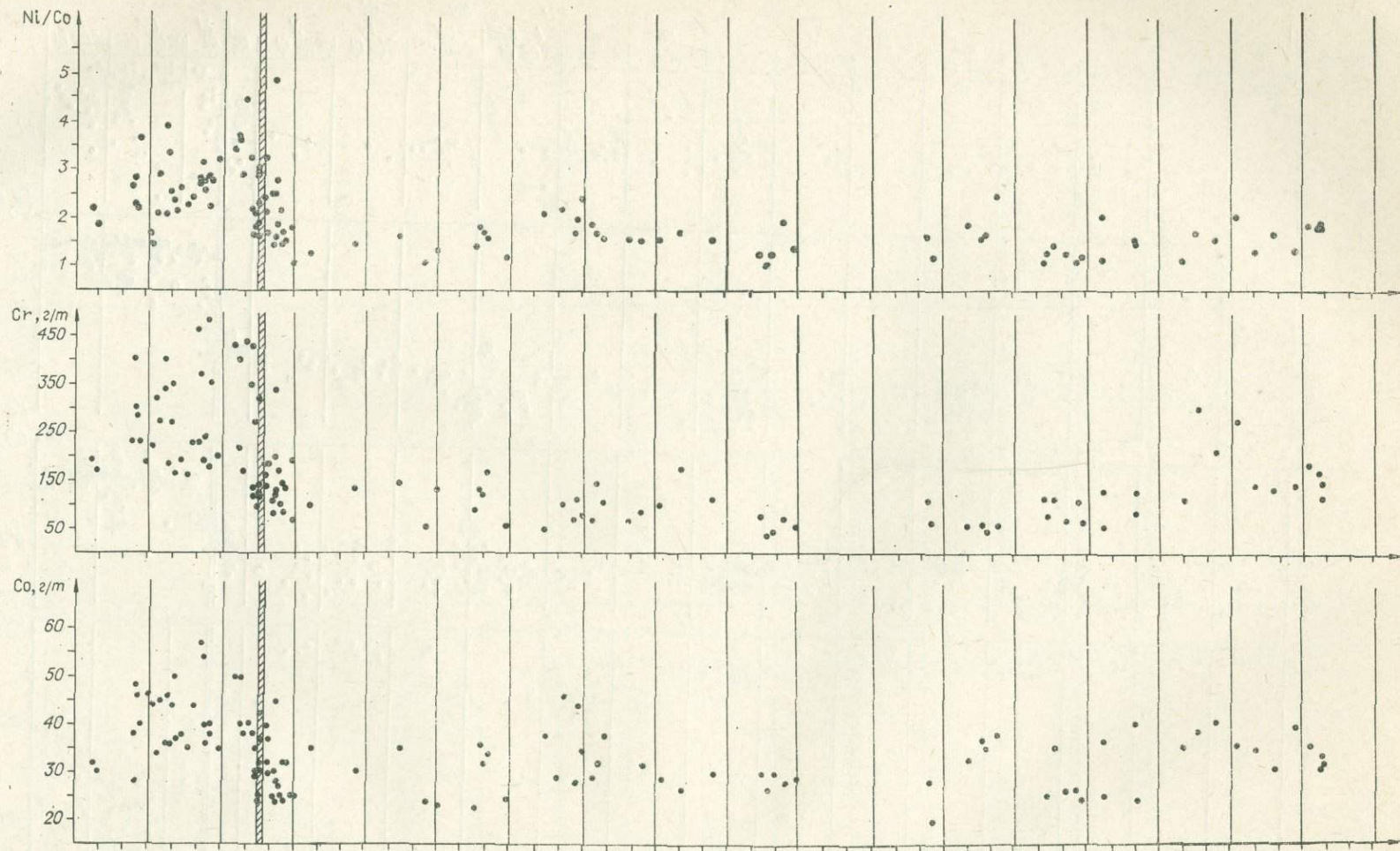


Рис. 15. Вариации концентраций Ti , P , Na , K , Rb , Li и величины отношения K/Rb в базальтах в ходе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975 — 1976 гг.



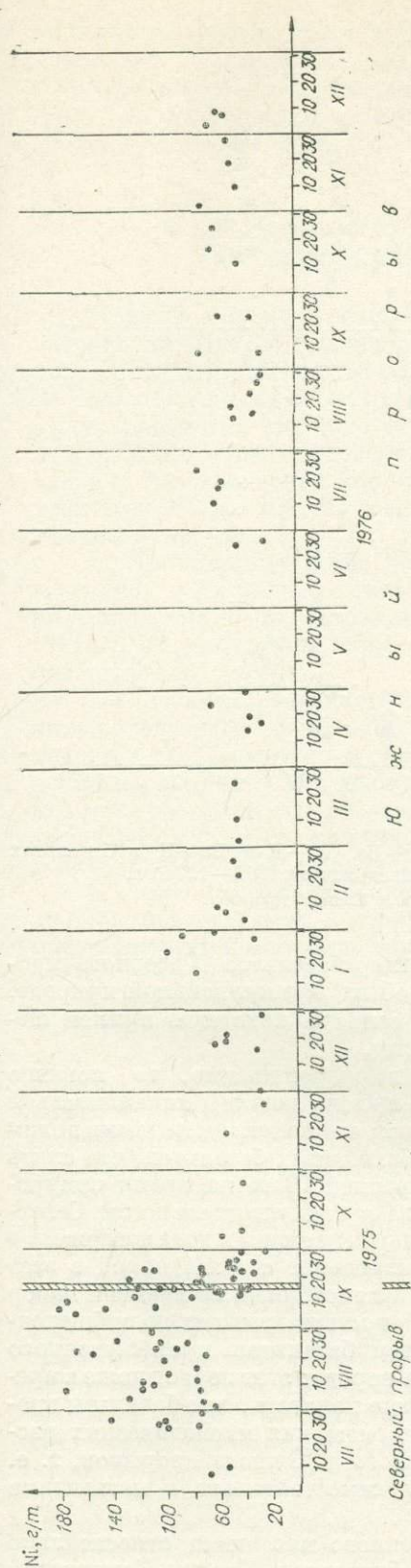


Рис. 16. Вариации содержания Ni, Co, Cr и величины отношений Ni/Co в базальтах в ходе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.

межуточных базальтов первых дней извержения Южного прорыва. Таким образом, базальты промежуточного этапа по сравнению с базальтами каждого прорыва характеризуются неоднородным (неравновесным) составом.

Из приводимых на рис. 14—17 некоторых петрогеохимических диаграмм видно, что фигуративные точки пород каждого прорыва дают обособленные рои, которые объединяются благодаря существованию базальтов промежуточного состава.

Порядок поступления на поверхность базальтов разного состава ставит под сомнение возможность образования всей этой гаммы пород за счет дифференциации магмы в единой магматической колонне. Проявление любых процессов дифференциации (кристаллизационной, эманационной и др.) должно привести к обогащению верхней части колонны рядом относительно легкоподвижных компонентов (в первую очередь, летучими и щелочами). Такая направленность процессов дифференциации не может обеспечить наблюдающуюся последовательность смены составов пород в ходе извержения.

Трудно представить себе возникновение разного типа базальтов за счет процессов дифференциации исходной магмы и в глубинном магматическом очаге. В этом случае мы должны рассматривать базальты Южного прорыва как остаточный расплав после осаждения некоторых количеств оливина и клинопироксена, минералов-вкрапленников в базальтах Северного прорыва. Простые расчеты показывают, что невозможно подобрать такую смесь минералов, удаление которой позволило бы получить реально наблюдающийся состав базальтов Южного прорыва — объемы осажденной кристаллической фазы, полученные при расчетах по разным элементам, отличаются в

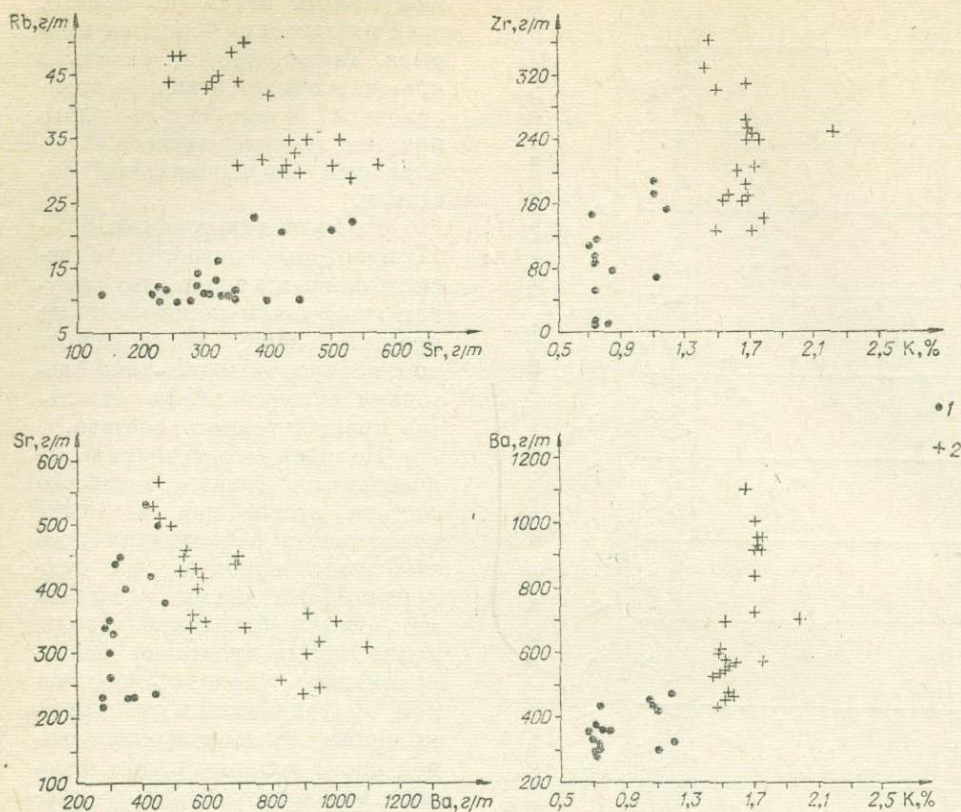


Рис. 17. Корреляции концентраций Rb—Sr, Sr—Ba, Zr—K и Ba—K в базальтах Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.
1 — лавы Северного прорыва, 2 — лавы Южного прорыва.

2—3 раза. Кроме того, субафировый характер базальтов Северного прорыва ставит под сомнение представление об их куммулятивной природе. К тем же самым результатам мы придем, если за исходную примем щелочноземельную высокоглиноземистую магму.

Если рассматривать эманационную дифференциацию, то логично предположить, что летучие компоненты и щелочи должны накапливаться в верхних частях магматического очага и при его вскрытии первыми должны поступать на поверхность расплавы субщелочных базальтов, что опять не согласуется с реально наблюдаемой картиной. В то же время приуроченность базальтов промежуточного состава к концу деятельности Северного и началу Южного прорывов (т. е. к моменту смены в ходе извержения одного типа базальтов другим), быстрое изменение состава пород в этот промежуточный этап извержения, полный и монотонный во времени набор всех промежуточных по составу разностей от магнезиальных до субщелочных базальтов, весьма ограниченный объем базальтов промежуточного состава и заметная неоднородность состава пород в этот период даже в пределах одного дня извержения дают основание полагать, что базальты промежуточного состава образовались за счет смешения магматических расплавов, соответствующих базальтам Северного и Южного прорывов, т. е. каждый из двух расплавов формировался самостоятельно и независимо друг от друга.

Таким образом, рассмотрение изложенного материала относительно петрогеохимических типов четвертичных базальтов Курило-Камчатской дуги приводит нас к выводу о независимом существовании в этой области

трех типов глиноземистых магм — низкокальцевой толеитовой, известково-щелочной с нормальным содержанием К и субщелочной (шошонитовой) с повышенными концентрациями К. В ряде случаев, как показано на примере Толбачинского извержения, самостоятельное значение могут иметь магмы состава магнезиального известково-щелочного базальта.

О МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ РАЗЛИЧНОГО СОСТАВА В ОБЛАСТЯХ ОСТРОВНЫХ ДУГ

Принимая тезис о самостоятельности трех типов базальтовых магм, обсудим возможные причины их появления. Многие исследователи [Тейлор, 1972; Gill, 1970], используя положения новой глобальной тектоники, при объяснении наблюдаемой зональности предполагают, что магмы в островодужных областях формируются в результате плавления погружающихся в мантию литосферных плит. Увеличение щелочности расплавов к тыловым зонам при этом обычно связывается с уменьшением степени плавления. Против подобных представлений можно привести ряд возражений.

1. Приведенные выше геофизические данные о высокой плотности вещества, повышенных скоростях прохождения продольных волн, пониженном тепловом потоке в области сейсмофокальной зоны свидетельствуют об отсутствии даже частичного плавления в погружающихся литосферных плитах.

2. С позиций указанного механизма формирования магм трудно объяснить наблюдаемую зональность с увеличением К и ряда литофильных элементов к тыловым частям островных дуг. В процессе селективного плавления первые жидкости должны быть наиболее легкоплавкими, обогащенными щелочами по отношению к исходному субстрату. Несмотря даже на уменьшения степени частичного плавления, трудно объяснить довольно резкое возрастание щелочности в тыловых зонах.

3. При погружении океанической литосферной плиты плавлению должны подвергаться, в первую очередь, океанические толеиты, которые имеют значения величины отношения Sr^{87}/Sr^{86} ниже, чем эти величины в магматических породах островных дуг (рис. 18).

4. В магматических продуктах островных дуг не наблюдается отчетливо выраженной зависимости изменения содержаний элементов группы титана от щелочности, как это имеет место, например, в вулканических породах континентальных рифтовых зон [Закариадзе и др., 1978]. Имеющиеся экспериментальные данные по плавлению пород ультраосновного состава показывают, что при температурах непосредственно выше солидуса расплав резко обогащается Ti, особенно в том случае, если этот элемент образует собственные минеральные фазы [Jagannadham, Boyd, 1973]. Исходя из этого, можно предполагать, что содержание элементов группы Ti в расплавах определяется степенью частичного плавления. Поскольку их концентрации в породах островных дуг крайне низкие и не зависят от состава, то следует думать, что формирование разных по составу расплавов под островными дугами происходит, во-первых, при значительной степени плавления, а, во-вторых, на сопоставимых глубинах, видимо, не слишком больших. Такой вывод подтверждается и при изучении глубинных ксенолитов. Уже указывалось, что в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги практически отсутствуют включения перидотитов с Mg-Al шпинелью, а тем более гранатовых перидотитов и эклогитов. Наиболее широко распространены различные габброиды и перидотиты, в которых устойчивой фазой является плагиоклаз. Известно, что [Green, 1972] парагенезисы с плагиоклазом свойственны наименее глубинным частям мантии. Кроме этого, судя по геофизическим данным [Горшков, 1956; Федотов, Фарберов, 1966; и др.], глубина магматических

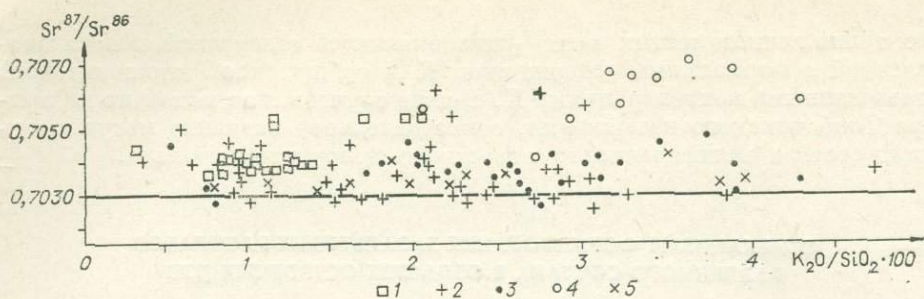


Рис. 18. Корреляция величины Sr^{87}/Sr^{86} отношения с содержанием SiO_2 в вулканических породах островных дуг.

1 — Малая Антильская дуга [Hedge, Lewis, 1971]; 2 — Японская дуга, о. Хоккайдо [Katsui e.a., 1974]; 3 — Каскадные горы [Church, Tilton, 1973]; 4 — Анды [Фор и Пауэлл, 1974]; 5 — Курило-Камчатская дуга [Хедж, Горшков, 1977; Пампура и др., 1979; и авторы]. Горизонтальная линия — верхний предел величины Sr^{87}/Sr^{86} в базальтах срединно-океанических хребтов.

очагов под действующими вулканами на Камчатке не превышает 50—70 км.

Таким образом, приведенные данные не позволяют в качестве основного механизма образования расплавов под островными дугами принять механизм частичного плавления литосферных плит, погружающихся под континент.

Более вероятно предположение о генерации базальтовых расплавов в самых верхних частях верхней мантии выше зоны Бенъоффа. При таком предположении, которое следует из объективных фактических данных, сразу возникает вопрос, каким образом объяснить закономерную связь между изменением состава пород вкрест простирания и глубиной сейсмофокальной зоны? Один из механизмов был недавно предложен Дж. А. Никольсом и А. Е. Рингвудом [Nicholls, Ringwood, 1973]. По этому механизму зарождение расплавов происходит в мантийном клине над сейсмофокальной зоной под действием потоков вещества, которые высвобождаются в результате различных процессов при погружении литосферных плит. Сначала на глубинах 70—100 км происходит дегидратация водосодержащих минералов при температурах ниже базальт-амфиболит-эклогитового солидуса. Поэтому вода уходит в мантию и не вызывает плавления океанической коры. Поступление воды в мантию вызывает уменьшение вязкости и диапировый подъем влажного перидотита. По мере подъема происходит его частичное плавление с генерацией толеитовых магм. При опускании плиты ниже 100 км океаническая кора переходит в кварцевые эклогиты. При их частичном плавлении образуются жидкости с содержанием SiO_2 до 65%. Эти жидкости также будут характеризоваться более высокими отношениями K/Na , TR_{Ce}/TR_{Y} и т. д. Затем они сразу же реагируют с веществом вышерасположенной мантии с образованием участков гранатовых пироксенитов, диапировый подъем которых и дальнейшее плавление приводят к появлению типичных известково-щелочных магм.

Однако этот механизм не объясняет, как возрастает щелочность дальше при формировании шононитовых расплавов, возникающих на более глубоких горизонтах, так как к этому времени наиболее легкоплавкая, обогащенная «несовместимыми» элементами составляющая должна быть уже удалена на предыдущем этапе.

Отмеченные затруднения в значительной степени снимаются, если допустить, что источник последовательного обогащения расплавов калием и литофильными редкими элементами к тыловым частям островных дуг связан с поступлением этих компонентов не столько из вещества литосферных плит, сколько непосредственно из мантии, расположенной над фокальной зоной. Мы предполагаем [Пополитов, 1972; Кузьмин, Пополитов, 1972].

тов, 1978], что последовательные процессы дегидратации, фазовых переходов, плавления и т. д. в сейсмофокальной зоне на различных уровнях способствуют возникновению восходящих флюидных потоков, которые являются носителями как тепловой энергии, так и литофильных редких элементов. Имеющиеся в настоящее время данные [Маракушев, Перчук, 1972] свидетельствуют о том, что газовая (флюидная) фаза в условиях больших глубин имеет резко восстановительный, а следовательно, кислотный характер. Поэтому при подъеме мантийных флюидов к поверхности они должны извлекать из окружающей мантии в первую очередь щелочи и сильные основания. При этом будет постоянно наблюдаться сдвиг отношений родственных элементов типа K/Rb, Ba/Sr, La/Yb и т. п. в пользу компонентов с более основными свойствами (K, Ba, La). В то же время элементы с амфотерными свойствами (Ti, Nb, Zr и др.) должны оставаться более или менее инертными при подобного рода процессах, вследствие чего их концентрации меняются незначительно.

Следует также учитывать, как показывают последние исследования [Фролова и др., 1973; Абрамов, Завьялова, 1977], что в ультраосновных породах и глубинных ксенолитах из щелочных базальтов и кимберлитов существенная часть щелочей (около 20—25%) и некоторых других элементов находится в легкорастворимых формах. Это в еще большей степени должно способствовать переходу легкоподвижной части вещества мантии во флюидные потоки.

Совершенно очевидно, что степень обогащения восходящих флюидных потоков «несовместимыми» элементами при прочих равных условиях будет зависеть от длины пути, скорости движения и длительности взаимодействия с веществом мантии. Поэтому с чем больших глубин и чем медленнее будут подниматься ювенильные растворы, тем в большей степени они будут обогащаться литофильными элементами. Исходя из этой модели, можно предположить, что толеитовые расплавы возникают при плавлении мантийного вещества под действием флюидов, высвобождаемых в зоне Беньоффа на минимальных глубинах, известково-щелочные — на промежуточных и шощонитовые — на максимальных, что и приводит к появлению хорошо известной корреляции между глубиной фокальной зоны и изменением состава магматических продуктов. Мы уже указывали, что, судя по геофизическим данным и изучению состава ксенолитов, магматические очаги разного состава под островными дугами формируются в мантии в наиболее верхних ее частях. По всей вероятности, основная причина заключается в том, что именно здесь начинаются процессы окисления флюидной фазы, которые сопровождаются выделением больших количеств тепла. Появление же воды в результате окисления водорода способствует значительному снижению температур плавления мантийного вещества.

С позиции изложенных представлений нетрудно объяснить и случаи нарушения нормальной зональности. В частности, присутствие различных по щелочности пород при одинаковом удалении от глубоководного желоба может быть связано с изменением состава флюидной фазы, например, вследствие уменьшения или увеличения скорости подъема легкоподвижного вещества или скорости погружения литосферных плит.

Таким образом, в предлагаемой модели изменения состава вулканических пород не связываются с глубиной или степенью плавления мантийного вещества, а целиком определяются составом глубинных ювенильных потоков. Такой способ формирования расплавов в целом характерен для островных дуг, что, видимо, обусловлено общей обстановкой сжатия. Тем не менее в отдельных редких случаях геохимические данные определенно указывают, что на состав того или иного расплава может оказывать значительное влияние и степень частичного плавления. Именно с подобным случаем мы сталкиваемся при изучении продуктов извержения вулкана Плоский Толбачик. Довольно резкие различия в составе базальтов Северного и Южного прорывов трудно объяснить только сменой состава

флюидов в короткий промежуток времени. На участие степени частичного плавления в изменении состава расплавов указывает и то обстоятельство, что в базальтах Южного прорыва заметно возрастают содержания Ti, Nb, Zr элементов, концентрации которых обычно не зависят от щелочности расплавов. По всей вероятности, в системах островных дуг могут иметь место процессы, когда на фоне общего сжатия создаются условия для проявления локальных растяжений [Симбирева и др., 1977]. В таких условиях состав магматических расплавов гораздо чаще будет определяться степенью частичного плавления, так как эта величина сильно зависит от давления, которое может заметно меняться при изменении степени растяжения.

Глава V

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОДУКТОВ КИСЛОГО ВУЛКАНИЗМА КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

В термин «кислые вулканы» мы включаем породы, начиная от андезитов и кончая липаритами. В Курило-Камчатской островной дуге центры кислого вулканизма, как правило, приурочены к фронтальным частям вулканических поясов [Эрлих, 1973]. Отмечается два типа соотношений центров кислого вулканизма с базальт-андезитовыми вулканами: с одной стороны, кислый вулканизм закономерно продолжает и завершает гомодромный цикл развития, начавшийся с базальт-андезитовых извержений (вулканы Желтовский, Ильинский, Ходутка, Ксудач и др.), а с другой — он носит резко наложенный характер, как на вулканы предшествующих этапов, так и на дислоцированные породы дочетвертичного фундамента (кальдеры Узон, Курильского озера, Большого Семьячика, Хангар и др.).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ СЕРИИ КИСЛЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Данные по распределению редких элементов в кислых вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги приведены в табл. 34—39. Как и базальты, кислые породы с одинаковым уровнем кремнекислотности различаются по щелочности и содержаниям литофильных редких элементов. Среди кислых вулкаников Камчатки также можно выделить серии пород с низким, умеренным и повышенным содержанием K, Rb, Ba и других литофильных редких элементов (табл. 34—38). Одинаковые по кремнекислотности типы пород, относящиеся к разным по щелочности сериям, отличаются не только абсолютными содержаниями указанных элементов, но и величинами отношений K/Na, K/Rb, Rb/Sr, Ba/Sr, La/Yb. На Курильских островах среди кислых вулкаников известны только породы пониженной и умеренной щелочности. Однако содержание щелочей в кислых лавах Западной зоны островов заметно более высокое, чем в соответствующих по содержанию кремнезема лавах Главной зоны (см. табл. 39) [Горшков, 1967; Пискунов, 1977; и др.]. Таким образом, с известной долей условности здесь, как и на Камчатке, могут быть выделены три серии кислых пород по щелочности. Следует отметить, что соответствующие по названиям серии кислых пород Камчатки и Курил все же заметно отличаются по уровню содержания щелочей и литофильных редких элементов. Сказанное в известной мере справедливо и для базальтов этих двух участков дуги (см. табл. 28, 29).

Среднее содержание редких элементов в различных типах четвертичных андезитов-базальтов Камчатки

| Элемент | Глиноземистые разности | | | | | | | | Магнезиальные разности | | |
|-----------|------------------------|----------------------------|----------------------------------|------------------|---------------------|----------------------------------|------------------|---------------------|----------------------------------|------------------|---------------------|
| | Низкокальциевые | Известково-щелочные | | | | Субщелочные | | | Известково-щелочные | | |
| | | Восточная и Южная Камчатка | Центральная Камчатская депрессия | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Центральная Камчатская депрессия | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Центральная Камчатская депрессия | Срединный хребет | Среднее по Камчатке |
| Na | 2,56(18) | 2,65(41) | 2,63(18) | 2,72(15) | 2,66(74) | 2,78(10) | 2,75(16) | 2,76(26) | 2,72(2) | 2,50(3) | 20,59(5) |
| K | 0,63(16) | 1,05(43) | 1,14(18) | 1,46(15) | 1,15(76) | 1,84(11) | 2,28(16) | 2,10(27) | 0,81(2) | 1,00(3) | 0,93(5) |
| Rb | 9,2(16) | 18,2(43) | 17,3(16) | 18,7(10) | 18,1(69) | 39,0(11) | 42,4(16) | 41,0(27) | 41,0(2) | 11(3) | 10,6(5) |
| Li | 10,4(15) | 10,8(43) | 10,8(16) | 9,0(10) | 10,5(69) | 14,5(11) | 10,2(13) | 12,0(24) | 10,0(2) | 9,0(2) | 9,4(5) |
| F | 356(12) | 345(30) | 382(18) | — | 359(48) | 330(6) | — | 330(6) | 333(3) | — | 333(3) |
| B | 45(9) | 43(7) | — | — | 43(7) | 95(2) | — | 95(2) | — | — | — |
| Be | 0,49(12) | 0,57(31) | 0,63(18) | — | 0,59(49) | 0,45(3) | — | 0,45(3) | 0,40(3) | — | 0,40(3) |
| Ba | 319(15) | 390(23) | 559(9) | 700(1) | 445(33) | 1082(7) | 900(1) | 1063(8) | 403(3) | — | 403(3) |
| Sr | 370(15) | 421(30) | 423(9) | 800(1) | 431(40) | 383(7) | 730(1) | 426(8) | 427(3) | — | 427(3) |
| Ni | 41,8(9) | 25,5(19) | 23,7(11) | 37,0(5) | 25,5(35) | 27(7) | 31,2(5) | 28,7(12) | 89(5) | 54(3) | 75,9(8) |
| Co | 27,7(9) | 29,7(19) | 24,3(11) | 25,8(5) | 27,4(35) | 19(7) | 29,2(5) | 23,3(12) | 28,4(5) | 35(3) | 30,9(8) |
| V | 215(9) | 207(19) | 242(9) | 280(2) | 222(30) | 280(7) | 184(5) | 240(12) | 287(3) | 270(3) | 278(6) |
| La | 9(7) | 15(2) | — | — | 15(2) | 24(1) | — | 24(1) | — | — | — |
| Ce | <30(7) | 33(2) | — | — | 33(2) | 40(1) | — | 40(1) | — | — | — |
| Nd | 15,4(7) | 22(2) | — | — | 22(2) | 37(1) | — | 37(1) | — | — | — |
| Y | 20,4(7) | 24,5(2) | — | — | 24,5(2) | 43(1) | — | 43(1) | — | — | — |
| Yb | 3,4(7) | 4,6(2) | — | — | 4,6(2) | 4,0(1) | — | 4,0(1) | — | — | — |
| K/Na | 0,25 | 0,40 | 0,43 | 0,54 | 0,43 | 0,66 | 0,83 | 0,76 | 0,30 | 0,40 | 0,36 |
| K/Rb | 685 | 577 | 659 | 780 | 635 | 472 | 538 | 512 | 810 | 909 | 877 |
| 100 Rb/Sr | 2,5 | 4,3 | 4,1 | 2,2 | 4,2 | 10,2 | 5,8 | 9,6 | 2,3 | — | 2,5 |
| Ba/Sr | 0,9 | 0,9 | 1,3 | 0,9 | 1,0 | 2,8 | 1,3 | 2,5 | 0,9 | — | 0,9 |
| Ni/Co | 1,5 | 0,9 | 0,9 | 1,4 | 0,9 | 1,4 | 1,1 | 1,2 | 3,1 | 1,5 | 2,5 |
| V/Ni | 5,1 | 8,1 | 10,5 | 7,6 | 8,7 | 10,4 | 5,9 | 8,4 | 3,2 | 5,0 | 3,7 |
| La/Yb | 2,6 | 3,3 | — | — | 3,3 | 6,0 | — | 6,0 | — | — | — |

Примечание. Здесь и в табл. 35—38 Na и K — вес. %; остальные элементы — г/т. При составлении табл. 34—38 кроме материалов авторов использованы также данные из работ Л. Л. Леоновой (1974), Л. Л. Леоновой и И. Т. Кирсанова (1974), Л. Л. Леоновой и Н. В. Огородова (1975), Л. Л. Леоновой и др. (1978), Б. В. Иванова (1970), А. П. Максимова (1976). Первичные материалы авторов приводятся в Приложении 4—7 и 9, 10.

Среднее содержание редких элементов в различных типах четвертичных андезитов Камчатки

| Элемент | Глиноземистые разности | | | | | | | | | Магнезиаль- ные |
|-----------|------------------------|-------------------------------|--|---------------------|------------------------|-------------------|--|---------------------|------------------------|--|
| | Низкокальцие- вые | Известково-щелочные | | | | Субщелочные | | | | Известково- щелочные |
| | | Восточная и Южная Камчатка | Центральная Камчатская депрессия | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Южная Камчатка | Центральная Камчатская депрессия | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Центральная Камчатская депрессия |
| Na | 2,86(30) | 2,87(56) | 2,84(38) | 2,97(24) | 2,88(118) | 2,90(2) | 3,05(2) | 3,13(29) | 3,11(33) | 3,01(28) |
| K | 0,73(30) | 1,24(56) | 1,24(46) | 1,62(24) | 1,31(126) | 1,94(2) | 2,31(3) | 2,88(29) | 2,78(34) | 1,22(29) |
| Rb | 10,8(30) | 21,7(27) | 19,8(16) | 22,0(10) | 21,2(53) | 44,0(2) | 49,0(3) | 52,0(16) | 50,8(21) | 17,8(4) |
| Li | 9,9(30) | 11,7(27) | 15,7(16) | 11,7(10) | 12,9(53) | 22,0(2) | 16,1(3) | 15,0(16) | 15,8(21) | 14,2(4) |
| F | 345(24) | 332(23) | 287(28) | — | 307(51) | — | 433(3) | — | 433(3) | 338(10) |
| B | 54(15) | 48(1) | — | — | 48(1) | — | 21(1) | — | 21(1) | — |
| Be | 0,49(25) | 0,53(23) | 0,59(28) | — | 0,56(51) | — | 1,07(3) | — | 1,07(3) | 0,55(10) |
| Ba | 386(16) | 776(10) | 710(1) | 670(1) | 761(12) | — | 1493(3) | 900(1) | 134,5(4) | 587(9) |
| Sr | 354(16) | 433(19) | 410(1) | 690(1) | 444(21) | 539(3) | 397(3) | 620(1) | 481(6) | 594(9) |
| Ni | 20,5(10) | 18,3(7) | 25,8(7) | 28,3(3) | 23,1(17) | — | 12(3) | 15,7(3) | 13,8(6) | 52(11) |
| Co | 16,7(10) | 17,0(7) | 19,9(7) | 20(3) | 18,7(17) | — | 15(3) | 13,7(3) | 14,3(6) | 19,3(11) |
| V | 154(10) | 156(7) | 150(1) | — | 155(8) | — | 213(3) | — | 213(3) | 182(9) |
| La | ~7(9) | 15,5(2) | 11(1) | 22(1) | 16,0(4) | — | 35(1) | 31,5(2) | 32,7(3) | — |
| Ce | 33(9) | 32,5(2) | 20(1) | 50(1) | 33,8(4) | — | 63(1) | 59(2) | 60(3) | — |
| Nd | 15(9) | 22,5(2) | 10(1) | — | 18,3(3) | — | 40(1) | — | 40(1) | — |
| Y | 18,2(9) | 19(2) | 17(1) | 21(1) | 19,0(4) | — | 42(1) | 28,5(2) | 33(3) | — |
| Yb | 3,0(9) | 2,8(2) | 2,3(1) | 2,6(1) | 2,6(4) | — | 5,4(1) | 3,5(2) | 4,1(3) | — |
| K/Na | 0,26 | 0,43 | 0,44 | 0,54 | 0,45 | 0,67 | 0,76 | 0,92 | 0,89 | 0,41 |
| K/Rb | 676 | 571 | 626 | 736 | 618 | 440 | 471 | 554 | 547 | 685 |
| 100 Rb/Sr | 3,0 | 5,0 | 4,8 | 3,2 | 4,8 | 8,2 | 12,5 | 8,4 | 10,6 | 3,0 |
| Ba/Sr | 1,1 | 1,8 | 1,7 | 1,0 | 1,7 | — | 3,8 | 1,5 | 2,8 | 1,0 |
| Ni/Co | 1,2 | 1,1 | 1,3 | 1,4 | 1,2 | — | 0,8 | 1,1 | 0,96 | 2,7 |
| V/Ni | 7,5 | 8,5 | 5,8 | — | 6,7 | — | 17,7 | — | 15,4 | 3,5 |
| La/Yb | 2,3 | 5,5 | 4,8 | 8,5 | 6,1 | — | 6,5 | 9,0 | 8,0 | — |

Среднее содержание редких элементов в различных типах четвертичных андезито-дацитов Камчатки

| Элемент | Низкокальциевые | Известково-щелочные | | | Субщелочные | | | Щелочные |
|-----------|-----------------|----------------------------|------------------|---------------------|----------------|------------------|---------------------|------------------|
| | Южная Камчатка | Восточная и Южная Камчатка | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Южная Камчатка | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Срединный хребет |
| Na | 3,16(18) | 3,11(37) | 3,09(8) | 3,10(45) | 2,64(6) | 2,93(4) | 2,76(10) | 3,82(46) |
| K | 0,97(18) | 1,54(40) | 1,48(8) | 1,53(48) | 2,09(6) | 2,30(4) | 2,17(10) | 3,92(1) |
| Rd | 15,2(18) | 30,1(35) | 29(8) | 29,9(43) | 51,1(6) | 36,4(6) | 43,7(12) | 66,0(27) |
| Li | 10,4(18) | 13,9(33) | 13,2(8) | 13,7(41) | 16,2(6) | 12,3(3) | 14,9(9) | 16,3(26) |
| F | 430(14) | 403(37) | 125(5) | 370(42) | — | — | — | 659(13) |
| B | 56(10) | 52(2) | — | 52(2) | 55(5) | — | 55(5) | 24,7(13) |
| Be | 0,59(14) | 0,74(36) | 0,64(5) | 0,73(41) | 0,78(5) | — | 0,78(5) | 2,81(13) |
| Ba | 382(11) | 958(12) | 612(5) | 856(17) | 564(5) | — | 564(5) | 1300(7) |
| Sr | 342(11) | 359(18) | 370(5) | 361(23) | 508(6) | — | 508(6) | 267(7) |
| Ni | 15,2(5) | 34,2(6) | 16,5(2) | 29,8(8) | — | 13(1) | 13(1) | 8(2) |
| Co | 12,8(5) | 21,5(6) | 6,8(2) | 17,8(8) | — | 9(1) | 9(1) | 2(2) |
| V | 134(5) | 153(6) | 55(2) | 129(8) | — | 75(1) | 75(1) | — |
| La | 10,2(4) | 15,8(4) | 19(1) | 16,4(5) | — | — | — | 44,7(4) |
| Ce | <30(4) | 41,2(4) | 33(1) | 39,6(5) | — | — | — | 88,2(4) |
| Nd | 20,2(4) | 24,0(4) | 31(1) | 25,4(5) | — | — | — | 89(2) |
| Y | 22,5(4) | 17,0(4) | 27(1) | 19,0(5) | — | — | — | 31,5(4) |
| Yb | 3,7(4) | 2,8(4) | 4,6(1) | 3,2(5) | — | — | — | 3,3(4) |
| K/Na | 0,31 | 0,49 | 0,48 | 0,49 | 0,79 | 0,78 | 0,79 | 1,03 |
| K/Rb | 638 | 512 | 510 | 512 | 409 | 632 | 496 | 594 |
| 100 Rb/Sr | 4,4 | 8,4 | 7,84 | 8,3 | 10,0 | — | 8,6 | 24,7 |
| Ba/Sr | 1,1 | 2,7 | 1,65 | 2,4 | 1,1 | — | 1,1 | 4,9 |
| Ni/Co | 1,2 | 1,6 | 2,4 | 1,7 | — | 1,4 | 1,4 | 4,0 |
| V/Ni | 8,8 | 4,5 | 3,3 | 4,3 | — | 5,8 | 5,8 | — |
| La/Yb | 2,8 | 5,6 | 4,13 | 5,1 | — | — | — | 13,5 |

Среднее содержание редких элементов в различных типах четвертичных дацитов Камчатки

| Элемент | Низкокальциевые | Известково-щелочные | | | | Субщелочные | | | Щелочные |
|-----------|----------------------------|----------------------------------|------------------|---------------------|----------------|------------------|---------------------|------------------|----------|
| | Восточная и Южная Камчатка | Центральная Камчатская депрессия | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Южная Камчатка | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Срединный хребет | |
| Na | 3,37(25) | 3,24(25) | 3,28(2) | 3,29(14) | 3,26(41) | 2,70(2) | 3,21(17) | 3,16(19) | 3,53(26) |
| K | 1,20(25) | 1,79(30) | 2,01(2) | 1,97(14) | 1,85(46) | 2,61(2) | 2,76(17) | 2,74(19) | 4,19(26) |
| Rb | 21,5(27) | 32,3(28) | 38(2) | 42,4(15) | 34,4(45) | 70,5(2) | 52,0(17) | 54,0(19) | 77,0(18) |
| Li | 12,3(26) | 13,8(28) | 20,5(2) | 15,7(15) | 14,7(45) | — | 23,7(17) | 23,7(17) | 18,4(16) |
| F | 339(16) | 384(53) | — | 305(16) | 366(69) | — | 465(1) | 465(1) | 447(9) |
| B | 62(8) | 32(5) | — | — | 32(5) | 50(2) | 54(1) | 51(3) | 44(9) |
| Be | 0,57(16) | 0,68(53) | — | 1,0(16) | 0,75(69) | 0,85(2) | — | 0,85(2) | 3,87(3) |
| Ba | 437(12) | 758(17) | — | 811(11) | 779(28) | 620(2) | — | 620(2) | 1380(12) |
| Sr | 306(12) | 290(27) | — | 364(11) | 311(38) | 385(2) | — | 385(2) | 282(12) |
| Ni | 7,2(11) | 8,4(19) | — | 30(1) | 9,5(20) | — | — | — | — |
| Co | 8,1(11) | 8,2(19) | — | 5,4(1) | 8,1(20) | — | — | — | — |
| V | 100(11) | 79(19) | — | 60(1) | 78(20) | — | — | — | — |
| La | 11(4) | 19,2(8) | — | 25(1) | 19,8(9) | — | — | — | 57(2) |
| Ce | 27(4) | 44,9(8) | — | 55(1) | 46,0(9) | — | — | — | 93(2) |
| Nd | 18(4) | 28,0(8) | — | 33(1) | 28,5(9) | — | — | — | 52(2) |
| Y | 30(4) | 24,2(8) | — | 16(1) | 23,3(9) | — | — | — | 46(2) |
| Yb | 4,4(4) | 4,8(8) | — | 3,2(1) | 4,6(9) | — | — | — | 3,7(2) |
| K/Na | 0,37 | 0,55 | 0,61 | 0,60 | 0,57 | 0,96 | 0,86 | 0,87 | 1,19 |
| K/Rb | 558 | 554 | 529 | 465 | 538 | 365 | 532 | 507 | 544 |
| 100 Rb/Sr | 7,0 | 11,1 | — | 11,6 | 11,1 | 18,3 | — | 14,0 | 27,3 |
| Ba/Sr | 1,4 | 2,6 | — | 2,3 | 2,5 | 1,6 | — | 1,6 | 6,0 |
| Ni/Co | 0,9 | 1 | — | 5,5 | 1,2 | — | — | — | — |
| V/Ni | 13,9 | 9,4 | — | 2,0 | 8,2 | — | — | — | — |
| La/Yb | 2,5 | 4,0 | — | 7,8 | 4,3 | — | — | — | 15,4 |

Среднее содержание редких элементов в различных типах четвертичных липаритов Камчатки

| Элемент | Низкокалиевые | Известково-щелочные | | | Субщелочные | Щелочные |
|-----------|----------------------------|---------------------|---------------------|------------------|-------------|----------|
| | Восточная и Южная Камчатка | Срединный хребет | Среднее по Камчатке | Срединный хребет | | |
| Na | 3,17(44) | 3,17(30) | 3,14(21) | 3,16(51) | 3,19(6) | 3,73(19) |
| K | 1,75(50) | 2,78(45) | 2,57(20) | 2,72(65) | 3,42(6) | 3,93(19) |
| Rb | 31,1(48) | 67,3(30) | 60,5(19) | 64,7(49) | 87,2(6) | 112(18) |
| Li | 18,4(37) | 26,7(25) | 20,4(18) | 24,1(43) | 22,2(6) | 31,6(16) |
| F | 390(28) | 336(47) | 262(18) | 315(65) | — | 615(2) |
| B | 59(21) | — | — | — | — | 188(11) |
| Be | 0,62(31) | 0,65(47) | 1,1(18) | 0,77(65) | 1,2(1) | 5,0(10) |
| Ba | 556(19) | 1310(24) | — | 1310(24) | 880(2) | 185(7) |
| Sr | 297(26) | 201(32) | — | 201(32) | 150(3) | <50(7) |
| Ni | 8,8(17) | 3,0(12) | 2,3(1) | 2,9(13) | — | 4,3(7) |
| Co | 4,1(17) | 3,2(12) | 2,5(1) | 3,1(13) | — | 1,1(7) |
| V | 28(17) | 10,6(12) | 11(1) | 10,6(13) | — | 6,5(7) |
| La | 21(1) | 14,5(2) | 33(1) | 20,7(3) | — | 79(8) |
| Ce | 44(1) | 46(2) | 55(1) | 49(3) | — | 104(8) |
| Nd | 26(1) | 21(2) | 27(1) | 23(3) | — | 56,3(8) |
| Y | 35(1) | 18(2) | 18(1) | 18(3) | — | 45,9(8) |
| Yb | 7,5(1) | 3,6(2) | 2,9(1) | 3,4(3) | — | 5,4(8) |
| K/Na | 0,55 | 0,88 | 0,82 | 0,86 | 1,07 | 1,06 |
| K/Rb | 563 | 413 | 425 | 420 | 392 | 351 |
| 100 Rb/Sr | 10,5 | 33,5 | — | 32,2 | 58 | 220 |
| Ba/Sr | 1,9 | 6,5 | — | 6,5 | 5,9 | >3,7 |
| Ni/Co | 2,1 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | — | 3,9 |
| V/Ni | 3,2 | 3,5 | 4,8 | 3,6 | — | 1,5 |
| La/Yb | 2,8 | 4,0 | 11,4 | 6,1 | — | 14,6 |

В каждой серии пород одинаковой щелочности в ряду базальт — андезит — дацит — липарит содержания щелочей и связанных с ними редких элементов (Rb, Li, Ba, Be) возрастают, а содержания элементов группы железа (Cr, Ni, Co) уменьшаются. При этом величины отношений K/Na, Ba/Sr, Rb/Sr увеличиваются, а K/Rb — убывают. В низкокалиевой серии пород от базальтов до липаритов возрастают также концентрации La, Ce, Nd, Y, Yb, тогда как отношения La/Yb и Ce/Y колеблются в близких пределах. В серии пород умеренной щелочности из числа редкоземельных элементов в этом ряду растут преимущественно концентрации La и Ce и соответственно увеличиваются значения отношений La/Yb и Ce/Y. Средние содержания F в различных по кремнекислотности типах пород изменяются незакономерно. Однако Л. Л. Петровым и др. (1977) установлено, что при переходе от основных пород к средним и далее к кислым снижается величина наиболее часто встречающихся концентраций F и увеличиваются в том же направлении пределы колебаний содержаний его. В породах одинаковой основности концентрации F прямо коррелируются со щелочностью и обратно — с водонасыщенностью расплавов.

Геохимическая характеристика средних и кислых четвертичных вулканических пород Курильских островов

| Элемент | Андезито-базальты | | Андезиты | | | Андезито-дациты | Дациты | Липариты |
|---------|-----------------------------|------------------------------|-----------------------------|------------------------------|-----------------------------|------------------------------|------------------------------|-----------------------------|
| | пониженной щелочности | умеренной щелочности | пониженной щелочности | умеренной щелочности | повышенной щелочности | пониженной щелочности | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | | |
| Na | $\frac{2,22(8)}{1,26-2,70}$ | $\frac{2,34(12)}{2,14-2,64}$ | $\frac{2,35(7)}{2,00-2,84}$ | $\frac{2,51(15)}{2,20-3,04}$ | $\frac{2,58(3)}{2,40-2,62}$ | $\frac{2,73(19)}{2,04-3,48}$ | $\frac{3,10(13)}{2,70-3,76}$ | $\frac{3,31(3)}{3,04-3,70}$ |
| K | $\frac{0,38(8)}{0,18-0,56}$ | $\frac{0,76(12)}{0,62-0,92}$ | $\frac{0,37(7)}{0,26-0,42}$ | $\frac{0,95(15)}{0,72-1,24}$ | $\frac{1,51(6)}{1,38-1,64}$ | $\frac{0,54(19)}{0,26-0,92}$ | $\frac{0,79(13)}{0,6-1,10}$ | $\frac{0,84(3)}{0,82-0,86}$ |
| Rb | $\frac{4,4(8)}{1,4-7,0}$ | $\frac{13,0(12)}{8,4-15,8}$ | $\frac{4,4(7)}{2,0-6,0}$ | $\frac{18,6(15)}{10,4-26,3}$ | $\frac{35,8(6)}{25,0-48,2}$ | $\frac{8,5(19)}{2,0-17,5}$ | $\frac{11,9(13)}{6,5-15,0}$ | $\frac{12,3(3)}{12-13}$ |
| Li | $\frac{7,0(8)}{4,0-14,0}$ | $\frac{8,6(13)}{2,0-19,5}$ | $\frac{11,8(7)}{6,5-25,0}$ | $\frac{8,9(15)}{5,8-15}$ | $\frac{9,2(6)}{7,7-11,5}$ | $\frac{10,6(19)}{5,0-24,5}$ | $\frac{10,9(13)}{5,4-20,5}$ | $\frac{4,7(3)}{3,5-7,0}$ |
| K/Rb | $\frac{864}{435-1200}$ | $\frac{585}{565-657}$ | $\frac{840}{764-1300}$ | $\frac{510}{350-748}$ | $\frac{346}{311-383}$ | $\frac{635}{467-940}$ | $\frac{664}{490-771}$ | $\frac{683}{647-717}$ |
| F | $\frac{266(8)}{140-380}$ | $\frac{348(17)}{200-480}$ | $\frac{297(9)}{180-460}$ | $\frac{415(29)}{220-750}$ | $\frac{422(6)}{280-570}$ | $\frac{315(20)}{170-550}$ | $\frac{375(10)}{180-500}$ | $\frac{380(2)}{290-470}$ |
| Be | $\frac{0,42(8)}{0,3-0,5}$ | $\frac{0,44(17)}{0,20-0,65}$ | $\frac{0,45(9)}{0,3-0,7}$ | $\frac{0,47(29)}{0,25-0,80}$ | $\frac{0,9(5)}{0,65-1,2}$ | $\frac{0,37(20)}{0,2-0,6}$ | $\frac{0,45(10)}{0,25-0,75}$ | $\frac{0,60(2)}{0,6-0,6}$ |

Примечание. 1—7 — вулканы: 1 — Головинна, Менделеева, Кетой, Уратман, Броутона; 2 — Черные братья, Трезубец, Немо, Тао-Русыр, Шиашкотан; 3 — Менделеева, Головинна, Заварицкого; 4 — Тао-Русыр, Немо, Кетой, Мильна, Черный, Берга, Колокол, Райкоке; 5 — Чирикотан; 6 — Ушишир, Менделеева, Головинна, Немо; 7 — Менделеева, Столбчатый, Немо, Ушишир; 8 — экструзия Горячего пляжа, о Кунашир. В числителе — средние содержания, в знаменателе — пределы колебаний. Na, K — вес. %; остальные элементы — г/т. Первичные материалы приведены в Приложении 8.

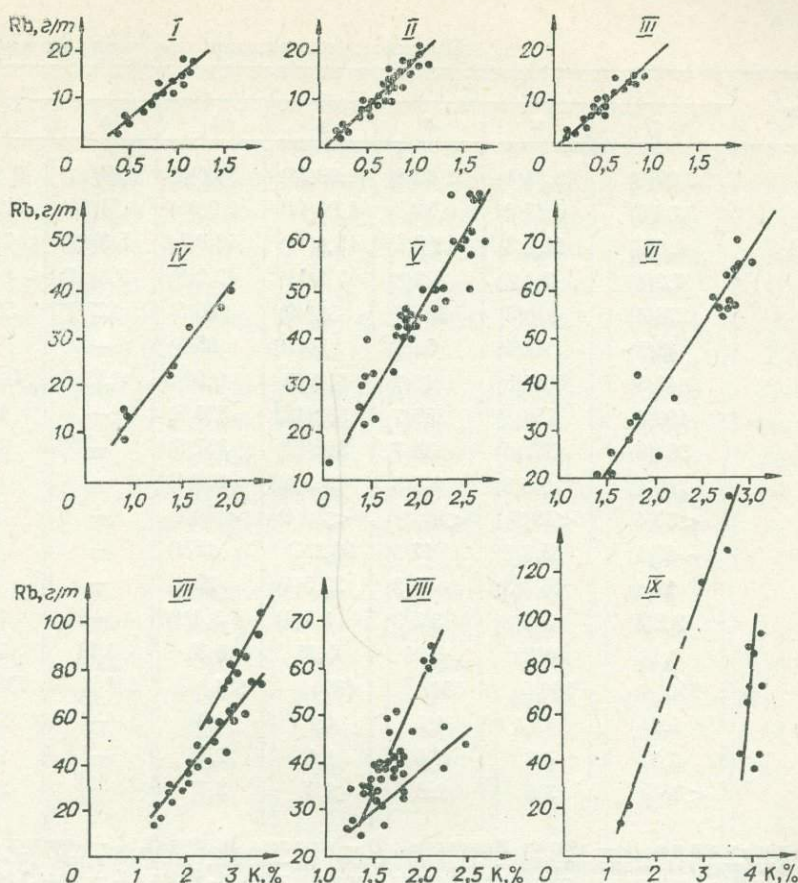


Рис. 19. Соотношения концентраций Rb и K в вулканических породах разных по щелочности серий:

I—III вулканы, где проявлена низкокальциевая серия: I — Ильинский, II — Ксудач, III — Головинина и Менделеева (все относятся к базальт-дацитовая ассоциация); IV—VI — вулканы, где проявлена серия пород умеренной щелочности: IV — Овальная Зиминая (базальт-дацитовая ассоциация), V — Хангар (дацитовая ассоциация), VI — Купол (андезит-липаритовая ассоциация); VII, VIII — вулканы, где проявлены серии пород умеренной и повышенной щелочности: VII — Ичинский (дацитовая ассоциация), VIII — ареальная зона Толбачинского дола (базальт-андезит-базальтовая ассоциация), IX — вулканы, где проявлена серия пород повышенной щелочности — Черпук (базальт-липаритовая ассоциация).

В сериях пород разной щелочности темп накопления редких элементов по отношению к главным (Si, K и т. д.) различен, что хорошо видно на примере соотношения в них K и Rb (рис. 19). При этом для пород конкретных вулканических построек обычно наблюдается отчетливая унаследованность геохимических особенностей составов от наиболее основных до кислых разновидностей. Примеры подобного рода унаследованности в уровне концентраций литофильных редких элементов приведены в табл. 40—42. Другим ярким примером является наследование андезитами вулкана Шивелуч повышенной магниальности преобладающего в Северной группе вулканов Центральной Камчатской депрессии типа базальтов. Действительно, андезиты Шивелуча отличаются от андезитов других вулканов Камчатки повышенным содержанием Mg, Ni и более высокими

Примеры унаследованности микроэлементного

| Элемент | I | | | | | II | | |
|-----------|---------|---------|---------|----------|---------|----------|---------|--|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | |
| Na | 2,07(6) | 2,31(8) | 2,60(8) | 2,93(11) | 3,06(5) | 1,94(11) | 3,03(4) | |
| K | 0,38(6) | 0,67(6) | 0,94(8) | 1,04(11) | 1,08(5) | 0,34(11) | 0,53(4) | |
| Rb | 4,0(6) | 11,2(6) | 13,8(8) | 15,6(11) | 16,6(5) | 5,3(11) | 7,3(4) | |
| Li | 7,2(6) | 7,6(8) | 8,2(8) | 7,3(11) | 12,2(5) | 7,3(11) | 8,1(4) | |
| F | 278(5) | 310(5) | 283(6) | 323(9) | 296(5) | 427(7) | 567(9) | |
| B | 48(5) | 44(5) | 52(6) | 56(10) | 65(5) | — | — | |
| Be | 0,42(5) | 0,47(5) | 0,46(7) | 0,49(9) | 0,50(5) | 0,52(7) | 0,53(3) | |
| Ba | 196(6) | 286(8) | 350(7) | 382(12) | 396(5) | — | 400(1) | |
| Sr | 360(6) | 361(8) | 338(7) | 342(11) | 337(5) | — | 370(1) | |
| La | ≤10(4) | 10,3(3) | 9,8(3) | 10,2(4) | 9,0(1) | — | 11(1) | |
| Ce | <30(4) | <30(3) | <30(3) | <30(4) | <30(1) | — | 18(1) | |
| Nd | ~10(4) | 15,3(3) | 17(3) | 20,2(4) | 18(1) | — | 16(1) | |
| Y | 16(4) | 16,3(3) | 19(3) | 22,5(4) | 20(1) | — | 36(1) | |
| Yb | 3,2(4) | 3,2(3) | 3,5(3) | 3,7(4) | 3,4(1) | — | 6,3(1) | |
| K/Na | 0,18 | 0,29 | 0,36 | 0,35 | 0,35 | 0,17 | 0,17 | |
| K/Rb | 950 | 598 | 681 | 667 | 651 | 642 | 733 | |
| 100 Rb/Sr | 1,1 | 3,1 | 4,1 | 4,6 | 4,9 | — | 2,0 | |
| Ba/Sr | 0,5 | 0,8 | 1,0 | 1,1 | 1,2 | — | 1,1 | |
| La/Yb | <3 | 3,2 | 2,8 | 2,8 | 2,7 | — | 2,8 | |

Примечание. I — вулкан Ильинский; II — кальдера Ксудач (1, 6 — базальт; 2, 7 — леева; 8. Кунашир (11 — андезит, 12 — андезито-дацит, 13 — дацит, 14 — липарит); IV — экста-
липаритовая и IV — дацит-липаритовая ассоциации. Здесь и в табл. 41, 42 Na и K — вес. %; осталь-

величинами отношений Mg/Fe и Ni/Co (см. табл. 35). Таким образом, на Камчатке для андезитов и андезито-базальтов в серии известково-щелочных пород могут быть выделены глиноземистые (преобладающие) и магнезиальные (заметно более редкие) разновидности.

Особенности петрогеохимического состава вулканитов накладывают отпечаток и на их минералогический состав. Так, отличающиеся повышенной магнезиальностью андезиты Шивелуча характеризуются повышенным по сравнению с андезитами других вулканов содержанием мафических минералов во вкрапленниках [Рудич и др., 1974]. В субщелочных и щелочных вулканитах среднего и кислого составов во вкрапленниках наряду с плагиоклазом присутствует K-Na щелочной полевои шпат [Шатока, Успенский, 1977].

Наиболее удобно проследить влияние сериальных признаков вулканитов на состав минералов на примере плагиоклазов, являющихся «сквозными» минералами всех пород разных по щелочности серий. Так, несмотря на то, что в ряду базальт — липарит в каждой серии пород уменьшается кальциево-плагиоклазовость и возрастает содержание K и Ba, плагиоклазы из пород низкощелочной серии во всем интервале изменения составов характеризуются (как и в случае базальтов, см. табл. 30) минимальной величиной альбитовой составляющей, а также минимальными концентрациями K и Ba (табл. 43, рис. 20, 21). Даже относительно небольшие региональные вариации содержаний редких элементов в валовых составах пород могут отражаться на редкоэлементном составе плагиокла-

состава пород в низкокалциевой серии вулканитов

| | | | III | | | | IV | |
|----------|---------|---------|---------|----------|---------|---------|---------|---------|
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
| 3,07(13) | 3,69(6) | 3,66(5) | 2,34(2) | 2,75(10) | 3,00(5) | 3,31(3) | 2,99(3) | 2,93(3) |
| 0,69(13) | 0,86(6) | 1,06(5) | 0,36(2) | 0,49(10) | 0,79(5) | 0,84(3) | 1,49(3) | 1,52(3) |
| 10,8(13) | 15,3(6) | 17,7(6) | 3,9(2) | 8,6(10) | 12,6(5) | 12,3(3) | 24(3) | 32(3) |
| 11,3(13) | 16,7(6) | 14,2(5) | 8,6(2) | 11,4(10) | 11,6(5) | 4,7(3) | 11(3) | 10(3) |
| 435(9) | 624(5) | 502(6) | 345(4) | 372(5) | 405(4) | 380(2) | 185(5) | 200(5) |
| — | — | — | — | — | — | — | 56(5) | 72(3) |
| 0,51(9) | 0,76(5) | 0,64(6) | 0,47(4) | 0,48(5) | 0,49(5) | 0,60(2) | 0,56(5) | 0,47(5) |
| — | — | 527(8) | — | 50(1) | — | 300(1) | 446(3) | 543(3) |
| — | — | 246(3) | — | 100(1) | — | 220(1) | 320(3) | 329(3) |
| — | — | 11,7(3) | — | 5(1) | — | 8(1) | — | — |
| — | — | 27(3) | — | 20(1) | — | 40(1) | — | — |
| — | — | 18(3) | — | 10(1) | — | 25(1) | — | — |
| — | — | 334(3) | — | 19(1) | — | 23(1) | — | — |
| — | — | 4,7(3) | — | 3,0(1) | — | 4,1(1) | — | — |
| 0,22 | 0,23 | 0,29 | 0,15 | 0,18 | 0,26 | 0,25 | 0,50 | 0,51 |
| 639 | 586 | 620 | 902 | 570 | 632 | 683 | 621 | 475 |
| — | — | 7,2 | — | 8,6 | — | 5,7 | 7,5 | 9,7 |
| — | — | 2,1 | — | 0,5 | — | 1,4 | 1,4 | 1,7 |
| — | — | 2,5 | — | 1,7 | — | 2,0 | — | — |

андезито-базальт; 3, 8 — андезит; 4, 9 — андезито-дацит; 5, 10 — дацит; III — вулкан Менделеева Курильского озера (15 — дацит, 16 — липарит); I, II — базальт-дацитовая, III — андезитные элементы — г/т.

зов, что может быть продемонстрировано на примере вариаций содержания Sr в близких по составу плагиоклазах из пород разных вулканов (табл. 44)*.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СЕРИЙ КИСЛЫХ ВУЛКАНИТОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И ПРОБЛЕМА ПОПЕРЕЧНОЙ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Уже достаточно давно Г. С. Горшков (1967) показал, что проявление средних и кислых пород в пределах Курильских островов не зависит от мощности земной коры. Действительно, дациты на Курильских островах известны не только в пределах Северной (о. Онекотан и др.) и Южной (о-ва Кунашир, Итуруп) групп островов, где кора имеет субконтинентальный характер, но и в пределах Центральной группы островов (о-ва Ушишир, Симушир), где развита кора субокеанического типа. На каждой из этих групп островов проявляются кислые вулканиты как низкощелочной серии (Южные Курилы — кальдера Головинина, вулкан Менделеева; Центральные — кальдера Заварицкого, вулкан Ушишир; Северные — кальдера Немо), так и серии с умеренной щелочностью (Юж-

* Ранее связь вариаций содержания Sr в валовых составах пород и плагиоклазах низкокалциевых базальтов была показана в табл. 13.

Примеры унаследованности микроэлементного состава

| Элемент | I | | | | II | | |
|-----------|---------|---------|---------|---------|----------|---------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| Na | 2,49(3) | 3,09(2) | 3,14(1) | 3,28(2) | 2,86(11) | 2,83(5) | 3,27(5) |
| K | 0,92(3) | 1,41(2) | 1,58(1) | 2,01(1) | 0,85(11) | 0,99(5) | 1,07(5) |
| Rb | 12(3) | 23(2) | 32(1) | 38(2) | 9,6(11) | 11,8(5) | 14,4(5) |
| Li | 14(3) | 16,5(2) | 17(1) | 205(2) | 10,7(11) | 8,4(5) | 13,0(5) |
| F | — | — | — | — | 200(1) | 420(3) | — |
| Be | — | — | — | — | 0,40(1) | 0,45(3) | — |
| Ba | — | — | — | — | 580(1) | 607(3) | — |
| Sr | — | — | — | — | 320(1) | 337(3) | — |
| La | — | — | — | — | — | — | — |
| Ce | — | — | — | — | — | — | — |
| Nd | — | — | — | — | — | — | — |
| Y | — | — | — | — | — | — | — |
| Yb | — | — | — | — | — | — | — |
| K/Na | 0,38 | 0,46 | 0,50 | 0,61 | 0,30 | 0,35 | 0,33 |
| K/Rb | 767 | 613 | 497 | 529 | 885 | 839 | 743 |
| 100 Rb/Sr | — | — | — | — | 3,0 | 3,5 | — |
| Ba/Sr | — | — | — | — | 1,8 | 1,8 | — |
| La/Yb | — | — | — | — | — | — | — |

Примечание. I — вулкан Овальная Зимина: 1 — базальт, 2 — андезит, 3 — андезит-дацит, 4 — андезит-липарит; II — вулкан Купол: 8 — андезит, 9 — андезит-дацит, 10 — липарит; IV — кальдера Хангар: I — базальт-андезит-базальтовая, III — андезит-липаритовая и IV — дацитовая ассоциации.

ные Курилы — вулканы Богдана Хмельницкого, Берга, Колокол и др., Средние — вулкан Мильна, Северные — кальдера Тао-Русыр, Эбеко и др.). Также не зависит от типа коры и распределение вдоль Курильских островов петрогеохимических типов базальтов.

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал по кислым вулканитам Курильских островов явно недостаточен (как и в случае ба-

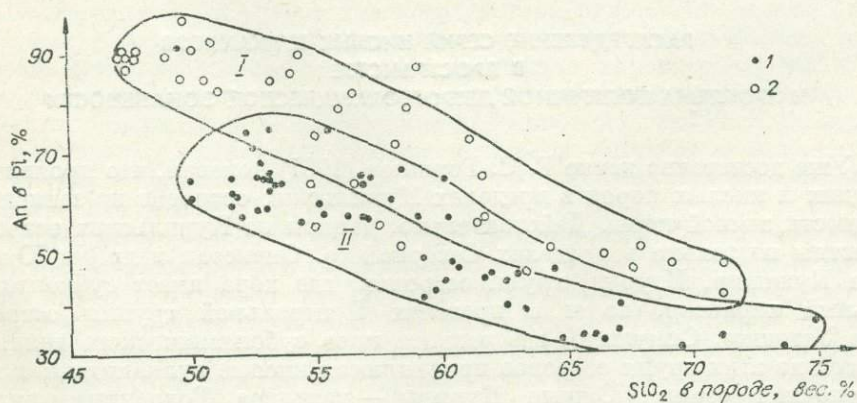


Рис. 20. Вариации содержания An в плагиоклазах вулканических пород Камчатки и Курил в зависимости от кремнекислотности вулканитов.

1 — породы умеренной и повышенной щелочности; 2 — породы пониженной щелочности.
I — Курилы; II — Камчатка.

пород в сериях вулканитов умеренной щелочности

| III | | | IV | | | |
|---------|---------|----------|---------|----------|---------|----------|
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
| 2,71(4) | 2,83(7) | 3,05(12) | 3,02(7) | 3,26(10) | 3,36(4) | 3,14(21) |
| 1,56(5) | 1,99(7) | 2,96(24) | 1,49(7) | 1,90(10) | 2,16(4) | 2,57(20) |
| 29,5(5) | 44,2(7) | 70(11) | 29(7) | 41,4(11) | 45(4) | 60,5(19) |
| 14,9(4) | 14,9(7) | 27,2(11) | 12,9(7) | 14,6(11) | 18,7(4) | 20,4(18) |
| 270(3) | 227(7) | 240(29) | 125(5) | 318(11) | 216(5) | 262(18) |
| 0,53(3) | 0,68(7) | 0,58(29) | 0,64(5) | 1,05(11) | 0,87(5) | 1,10(18) |
| 845(2) | 1137(7) | 1316(11) | 612(5) | 809(7) | 815(4) | — |
| 410(2) | 394(7) | 217(11) | 370(5) | 393(7) | 312(4) | — |
| 18(1) | — | 29(1) | 19(1) | 25(1) | — | 33(1) |
| 30(1) | — | 48(1) | 33(1) | 55(1) | — | 55(1) |
| 23(1) | — | 26(1) | 31(1) | 33(1) | — | 27(1) |
| 17(1) | — | 19(1) | 27(1) | 16(1) | — | 18(1) |
| 3,2(1) | — | 3,2(1) | 4,6(1) | 3,2(1) | — | 2,9(1) |
| 0,58 | 0,70 | 0,97 | 0,49 | 0,58 | 0,64 | 0,82 |
| 529 | 450 | 423 | 674 | 458 | 483 | 425 |
| 7,2 | 11,2 | 32,2 | 7,8 | 10,5 | 14,4 | — |
| 2,1 | 2,9 | 6,1 | 1,6 | 2,1 | 2,6 | — |
| 5,6 | — | 9,1 | 4,1 | 7,8 | — | 11,4 |

зито-дацит, 4 — дацит; II — вулкан Камень: 5 — базальт, 6 — андезито-базальт, 7 — андезит; 11 — андезито-дацит, 12 — дацит, 13 — липарито-дацит, 14 — липарит. I — базальт-дацитовая,

зальтов), чтобы судить о наличии или отсутствии здесь поперечной петро-геохимической зональности, хотя выше отмечалась повышенная щелочность андезитов Западной зоны островов. Отметим, что наличие такой зональности продемонстрировал на основе обработки химических анализов четвертичных лав Б. Н. Пискунов (1977), а Е. К. Мархинин и Д. С. Стратула (1971) показали, что в поперечных по отношению к простираанию дуги рядах Курильских вулканов с востока на запад в породах возрастает содержание К.

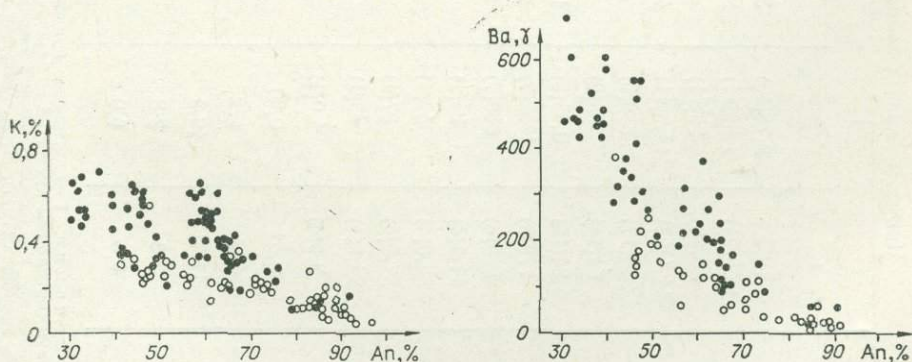


Рис. 21. Соотношения концентраций К и Ва в плагиоклазах с содержанием в них An молекулы.

Усл. обозн. см. на рис. 20.

Примеры унаследованности микроэлементного состава пород в серии вулканитов повышенной щелочности

| Элемент | I | | | II | | | | III | | | |
|-----------|----------|----------|---------|---------|---------|---------|---------|----------|---------|----------|---------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| Na | 2,79(23) | 2,78(10) | 3,05(2) | 2,54(3) | 2,40(3) | 3,11(3) | 3,33(5) | 2,67(10) | 3,07(3) | 3,21(17) | 3,19(6) |
| K | 1,69(24) | 1,84(11) | 2,31(3) | 1,32(4) | 2,0(3) | 3,75(3) | 3,92(5) | 1,65(10) | 2,03(3) | 2,76(17) | 3,42(6) |
| Rb | 40(26) | 39(11) | 49(3) | 20,2(4) | 42(3) | 84(3) | 109(5) | 23,2(6) | 31,7(5) | 52(16) | 87,2(6) |
| Li | 11,1(25) | 14,5(11) | 16,1(3) | 9(3) | 13(3) | 23,3(3) | 57(2) | 10(6) | 15(2) | 23,7(17) | 22,2(6) |
| F | 336(17) | 330(6) | 433(3) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| B | 54(14) | 95(2) | 21(1) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Be | 1,24(16) | 0,45(3) | 1,07(3) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ba | 770(6) | 1082(7) | 1493(3) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Sr | 355(6) | 383(7) | 397(3) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| La | 17,4(4) | 24(1) | 35(1) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ce | 32,6(4) | 40(1) | 63(1) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Nd | 27,5(4) | 37(1) | 40(1) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Y | 24,6(4) | 43(1) | 42(1) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Yb | 2,9(4) | 4,0(1) | 5,4(1) | — | — | — | — | — | — | — | — |
| K/Na | 0,61 | 0,66 | 0,76 | 0,52 | 0,83 | 1,21 | 1,18 | 0,62 | 0,66 | 0,86 | 0,93 |
| K/Rb | 423 | 472 | 471 | 653 | 476 | 446 | 360 | 711 | 640 | 532 | 392 |
| 100 Rb/Sr | 11,3 | 10,2 | 12,5 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ba/Sr | 2,2 | 2,8 | 3,8 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| La/Yb | 6,0 | 6,0 | 6,5 | — | — | — | — | — | — | — | — |

Примечание. I — ареальные вулканиты субщелочной глиноземистой серии Ключевского дола: 1 — базальт, 2 — андезито-базальт, 3 — андезит; II — вулкан Черпук (Срединный хребет): 4 — базальт, 5 — андезито-базальт, 6 — дацит, 7 — липарит; III — вулкан Ичинский: 8 — андезит, 9 — андезито-дацит, 10 — дацит, 11 — липарит. I — базальт-андезито-базальтовая, II — базальт-липаритовая и III — дацитовая ассоциации. 1—3 — кроме материалов авторов использованы данные В. А. Ермакова (1977), Л. Л. Леоновой и И. Т. Кирсанова (1974); 4, 5 — составлены по данным Л. Л. Леоновой и Н. В. Огородова (1975); 6, 7 — по неопубликованным материалам М. Г. Патоки; 8 — 11 — использованы неопубликованные материалы М. Г. Патоки и данные авторов.

Более подробно вопрос о зональности можно обсудить на Камчатском материале. В пределах Камчатки кислые вулканиды пониженной щелочности приурочены преимущественно к фронтальным, наиболее приближенным к океану частям Южной и Восточной вулканических зон, где они, как правило, ассоциируют с низкокальциевыми базальтами. Низкощелочные кислые лавы установлены также по восточному обрамлению Центральной Камчатской депрессии в хр. Кумроц — вулканы Успенский и Шиш [Ермаков, 1977]. В пределах вулканической зоны Срединного хребта кислые лавы низкощелочной серии не встречаются. Кислые вулканиды повышенной щелочности отмечены в западной части вулканической зоны Южной Камчатки (вулканы Явинский, Кошегочек, Опала) и в западной части вулканической зоны Срединного хребта (вулканы Лаучан, Лаучачан, Ичинский, Уксичан и др.). В последние годы в западной части Срединного хребта в пределах кольцевой Паялпанской (Ичинской) структуры наряду с латитами и кварцевыми латитами обнаружены и настоящие щелочные кислые вулканиды состава трахита, кварцевого трахита и щелочного липарита [Патока, Успенский, 1977]. Кислые лавы умеренной щелочности встречаются во всех вулканических зонах Камчатки совместно с известково-щелочными базальтами (базальт-дацитовые ассоциации) или в виде самостоятельных безбазальтовых ассоциаций.

Уже одни перечисленные общие особенности распределения кислых вулканидов разной щелочности в пределах Камчатки (приуроченность пород низкокальциевой серии к фронтальным частям вулканических зон Восточной и Южной Камчатки и наличие кислых щелочных вулканидов только в пределах зоны Срединного хребта) свидетельствуют, что петрогеохимическая зональность здесь имеет место.

Следует, однако, добавить, что в пределах каждой отдельной вулканической зоны Камчатки щелочность пород также возрастает с востока на запад. Так, В. В. Бабич (1973), а также А. А. Розенкранц и В. В. Ковалева (1976) обращали внимание на наличие поперечной петрохимической зональности в пределах вулканической зоны Срединного хребта. Сходные указания имеются и в отношении вулканической зоны Центральной Камчатской депрессии [Ермаков, 1977]. Примеры возрастания уровня концентрации щелочей и литофильных редких элементов в однотипных по основности породах поперечных рядов вулканов Южной и Восточной Камчатки приведены в табл. 45.

Авторами совместно с В. Д. Пампурой, А. А. Вадеевской, Н. В. Огородовым и другими на основе сравнительного статистического анализа геохимических особенностей пород разных по отношению к океану подзон вулканического пояса получены убедительные доказательства наличия такой поперечной зональности в Южной Камчатке (табл. 46, рис. 22) [Пампура и др., 1979]. Данные табл. 46 и рис. 22 показывают, что в средних составах * одинаковых по кремнекислотности пород от восточной подзоны через центральную к западной возрастает общая щелочность пород, сопровождающаяся одновременным повышением уровня концентраций Rb, Li, Ba, Sr, F, Be, La, Ce, Ti, P. При этом возрастает величина отношений K/Na, Rb/Sr, Sr/Ca, F/B, La/Yb, Ti/Si и уменьшается величина отношения K/Rb. В пределах каждой подзоны пояса происходит наследование петрогеохимического облика пород от базальтов до липаритов.

Следует подчеркнуть, что сказанное относительно поперечной петрогеохимической зональности в пределах отдельных вулканических зон Камчатки в равной мере касается как кислых пород, так и базальтов.

Изложенный в отношении поперечной зональности фактический материал получает, по-видимому, наиболее убедительное толкование, если

* Средние составы для каждой зоны рассчитывались вне зависимости от типов пород по щелочности.

Состав вкрапленников плагиоклаза средних и кислых

| Элемент | Андезито-базальты | | | Андезиты | | |
|-----------|----------------------------|---------------------|----------------------------|----------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| | 1 | 2 | 3 | 1 | 2 | 3 |
| Ca | $\frac{9,70(4)}{11,04(3)}$ | $\frac{—}{8,90(3)}$ | $\frac{8,24(8)}{11,03(1)}$ | $\frac{9,08(4)}{10,79(2)}$ | $\frac{6,34(12)}{9,04(5)}$ | $\frac{6,11(2)}{8,0(1)}$ |
| Na | $\frac{2,50(4)}{1,45(3)}$ | $\frac{—}{2,87(3)}$ | $\frac{3,35(8)}{2,02(1)}$ | $\frac{2,81(4)}{1,61(2)}$ | $\frac{4,35(12)}{3,14(5)}$ | $\frac{4,67(2)}{2,82(1)}$ |
| K | $\frac{0,18(4)}{0,13(3)}$ | $\frac{—}{0,21(3)}$ | $\frac{0,55(8)}{9,27(1)}$ | $\frac{0,22(4)}{0,12(2)}$ | $\frac{0,37(12)}{0,35(5)}$ | $\frac{0,69(2)}{0,46(1)}$ |
| Fe | $\frac{0,54(4)}{0,72(3)}$ | $\frac{—}{0,71(3)}$ | $\frac{0,41(1)}{0,55(1)}$ | $\frac{0,52(4)}{0,65(2)}$ | $\frac{0,34(11)}{0,70(5)}$ | $\frac{—}{0,65(1)}$ |
| Mg | $\frac{740(4)}{1040(3)}$ | $\frac{—}{1080(5)}$ | $\frac{300(1)}{1870(1)}$ | $\frac{645(4)}{995(2)}$ | $\frac{510(11)}{1570(5)}$ | $\frac{—}{1930(1)}$ |
| Mn | $\frac{74(4)}{93(3)}$ | $\frac{—}{95(3)}$ | $\frac{23(1)}{78(1)}$ | $\frac{74(4)}{93(2)}$ | $\frac{58(11)}{96(5)}$ | $\frac{—}{100(1)}$ |
| Rb | $\frac{1,1(4)}{1,1(3)}$ | $\frac{—}{2,0(3)}$ | $\frac{2,9(3)}{3,0(1)}$ | $\frac{2,2(4)}{0,9(2)}$ | $\frac{2,6(11)}{4,7(5)}$ | $\frac{1,5(2)}{7,7(1)}$ |
| Li | $\frac{4,1(4)}{4,3(3)}$ | $\frac{—}{9,8(3)}$ | $\frac{7,2(3)}{4,0(1)}$ | $\frac{10,6(4)}{5,2(2)}$ | $\frac{9,2(10)}{7,2(5)}$ | $\frac{15,5(2)}{1,7(1)}$ |
| Ba | $\frac{92(4)}{32(2)}$ | $\frac{—}{100(3)}$ | $\frac{260(3)}{—}$ | $\frac{127(4)}{67(1)}$ | $\frac{336(8)}{146(4)}$ | $\frac{—}{370(1)}$ |
| Sr | $\frac{515(4)}{387(3)}$ | $\frac{—}{543(3)}$ | $\frac{540(3)}{1350(1)}$ | $\frac{625(4)}{404(2)}$ | $\frac{790(8)}{487(4)}$ | $\frac{—}{1000(1)}$ |
| K/Rb | $\frac{1630}{1180}$ | $\frac{—}{1050}$ | $\frac{1890}{900}$ | $\frac{1000}{1330}$ | $\frac{1423}{745}$ | $\frac{4600}{595}$ |
| Ca/Sr | $\frac{186}{285}$ | $\frac{—}{164}$ | $\frac{153}{82}$ | $\frac{145}{267}$ | $\frac{80}{186}$ | $\frac{—}{80}$ |
| 100 Ba/Sr | $\frac{179}{83}$ | $\frac{—}{186}$ | $\frac{482}{—}$ | $\frac{203}{166}$ | $\frac{425}{300}$ | $\frac{—}{370}$ |
| An | $\frac{68,7(4)}{81,0(3)}$ | $\frac{—}{64,7(3)}$ | $\frac{57,6(8)}{75,4(1)}$ | $\frac{64,2(4)}{78,8(2)}$ | $\frac{45,7(12)}{62,0(3)}$ | $\frac{42,2((2))}{61,1(1)}$ |
| Ab | $\frac{30,0(4)}{18,0(3)}$ | $\frac{—}{33,8(3)}$ | $\frac{38,5(8)}{22,7(1)}$ | $\frac{34,2(4)}{20,3(2)}$ | $\frac{51,6(12)}{35,7(5)}$ | $\frac{52,9(2)}{35,3(1)}$ |
| Or | $\frac{1,3(4)}{1,0(3)}$ | $\frac{—}{1,5(3)}$ | $\frac{3,9(8)}{1,9(1)}$ | $\frac{1,6(4)}{0,9(2)}$ | $\frac{2,7(12)}{2,4(5)}$ | $\frac{4,9(2)}{3,6(1)}$ |

Примечание. 1—3 — щелочность: 1 — пониженная, 2 — умеренная, 3 — повышенная — для плагиоклазов Курильских лав. Ca, Na, K, Fe — вес. %; остальные элементы — г/т, данных, полученных авторами.

вернуться к старой концепции Г. М. Власова и А. Е. Святловского [Геология СССР, 1964], которые рассматривали вулканические зоны Южной и Восточной Камчатки, а также Центральной Камчатской депрессии в качестве единого (Восточного) вулканического пояса. Сходные соображения были высказаны недавно также В. А. Леглером (1977), который полагает, что четвертичный вулканизм Срединного хребта завершает развитие неогеновой истории Северного участка Курило-Камчатской дуги, когда глубоководный желоб располагался значительно западнее, чем сейчас, на месте Восточно-Камчатского синклинория. После тектонической перестройки в конце миоцена, когда произошло скачкообразное отступление глубоководного желоба к востоку, вулканизм в пределах

четвертичных вулканических пород Камчатки и Курильских островов

| Андезито-дациты | | Дациты | | Липариты | |
|-----------------|---------|---------|----------|----------|----------|
| 1 | 2 | 1 | 2 | 1 | 2 |
| 8,30(1) | 6,40(6) | 7,08(4) | 5,60(12) | 6,07(6) | 4,64(10) |
| 9,57(5) | — | 6,80(4) | — | — | — |
| 3,60(1) | 4,57(6) | 4,24(4) | 5,02(12) | 4,76(6) | 5,57(10) |
| 2,78(5) | — | 4,53(4) | — | — | — |
| 0,31(1) | 0,47(6) | 0,28(4) | 0,54(12) | 0,29(6) | 0,56(10) |
| 0,27(5) | — | 0,32(4) | — | — | — |
| 0,45(1) | 0,28(4) | 0,43(4) | 0,32(7) | 0,45(2) | 0,30(5) |
| 0,54(5) | — | 0,42(4) | — | — | — |
| 360(1) | 360(4) | 590(4) | 350(7) | 265(2) | 390(4) |
| 2190(5) | — | 1040(3) | — | — | — |
| 93(1) | 46(4) | 65(4) | 74(7) | 66(2) | 72(6) |
| 99(5) | — | 77(4) | — | — | — |
| 1,5(1) | 2,8(4) | 1,5(4) | 3,1(9) | 1,1(4) | 4,5(6) |
| 4,6(5) | — | 3,5(4) | — | — | — |
| 4,3(1) | 20,2(5) | 16,0(4) | 22,3(9) | 13,7(4) | 9,6(6) |
| 12,8(5) | — | 12,7(4) | — | — | — |
| — | 421(4) | 212(4) | 448(9) | 323(3) | 625(8) |
| 59(4) | — | 451(4) | — | — | — |
| 800(1) | 788(4) | 528(4) | 782(9) | 557(3) | 988(8) |
| 418(4) | — | 489(4) | — | — | — |
| 2070 | 1640 | 1870 | 1740 | 2640 | 1240 |
| 590 | — | 914 | — | — | — |
| 104 | 80 | 134 | 72 | 109 | 46 |
| 228 | — | 139 | — | — | — |
| — | 534 | 413 | 573 | 580 | 633 |
| 141 | — | 308 | — | — | — |
| 57,1(1) | 44,4(6) | 49,4(4) | 38,9(12) | 42,7(6) | 32,3(10) |
| 66,4(5) | — | 46,3(4) | — | — | — |
| 40,7(1) | 52,2(6) | 48,6(4) | 57,1(12) | 55,2(6) | 63,7(10) |
| 31,7(5) | — | 51,4(4) | — | — | — |
| 2,2(1) | 3,4(6) | 2,0(4) | 4,0(12) | 2,1(6) | 4,0(10) |
| 2,0(5) | — | 2,2(4) | — | — | — |

ная. В числителе — средние содержания элементов для плагиоклазов Камчатских лав, в знаменателе — Ab, Or — мол. %. Используются материалы О. Н. Волынца и др. (1977) с добавлением новых

Срединного хребта не прекратился сразу, а в силу большей инерционности вулканического процесса (по сравнению с тектоническим) продолжался вплоть до позднего голоцена.

Если принять изложенные концепции, то отмеченные особенности зональности четвертичных вулканических поясов становятся понятными. Наименее щелочные породы Восточного вулканического пояса везде располагаются в его фронтальной части. В западной (тыловой) части пояса как в пределах Южной и Восточной Камчатки, так и Центральной Камчатской депрессии наблюдаются породы повышенной щелочности (для депрессии это вулканы Кинчокла, Толбачики и Плоские сопки). Становится понятным и наличие своей поперечной зональности в Срединном

Таблица 44

Содержание Sr (г/т) и величина отношений Ca/Sr в андезитах, андезито-дацитах некоторых вулканов и вкрапленников плагиоклаза в лавах

| Вулкан | Валовые составы пород | | Вкрапленники плагиоклаза | | | | | | n |
|------------|-----------------------|-------|--------------------------|-----------------------|-----------|-----------------------|-----------|-----------------------|---|
| | | | An, % | | Sr | | Ca/Sr | | |
| | Sr | Ca/Sr | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ | \bar{c} | $c_{\min} - c_{\max}$ | |
| Шивелуч | 595 | 77 | 44,6 | 41,3—51,2 | 1180 | 910—1600 | 50 | 38—64 | 4 |
| Купол | 400 | 99 | 46,6 | 45,2—49,0 | 840 | 800—960 | 69 | 67—89 | 5 |
| Дзензур | — | — | 46,3 | 44,2—48,9 | 570 | 550—600 | 115 | 107—122 | 5 |
| Менделеева | 220 | 188 | 46,3 | 45,8—46,7 | 490 | 450—550 | 138 | 119—152 | 4 |

Примечание. n — число анализов, \bar{c} — среднее значение величины, $c_{\min} - c_{\max}$ — интервал значений от минимального до максимального.

хребте и отсутствие существенных различий в составе базальтов Срединного хребта и депрессии. Длительное существование магматических очагов в зоне Срединного хребта, возможно, способствовало более полному протеканию процессов магматической дифференциации, вплоть до образования кислых щелочных расплавов, с чем и связано формирование латитов, трахитов и щелочных липаритов в этой зоне.

Таблица 45

Содержание литофильных редких элементов в средних и кислых породах некоторых поперечных рядов вулканов Восточной и Южной Камчатки

| Элемент | I | | | II | | |
|-----------|----------|---------|----------|---------|---------|----------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| Na | 2,97(16) | 2,99(3) | 2,85(5) | 2,91(5) | 3,05(2) | 2,79(11) |
| K | 1,05(16) | 1,49(5) | 1,58(5) | 0,55(5) | 1,40(2) | 1,81(12) |
| Rb | 15,9(16) | 24(3) | 41(3) | 5,6(5) | 22,5(2) | 38,9(11) |
| Li | 8,8(16) | 11(3) | 12,3(3) | 10,2(5) | 11(2) | 14,9(11) |
| F | 313(14) | 185(5) | 267(17) | 296(5) | 515(2) | 240(10) |
| B | 59(15) | 56(3) | 29(4) | 48(5) | 59(2) | — |
| Be | 0,50(14) | 0,56(5) | 0,63(17) | 0,43(5) | 0,72(2) | 0,64(10) |
| Ba | 386(16) | 446(3) | 693(5) | 388(5) | 775(2) | 1069(9) |
| Sr | 340(16) | 320(3) | 312(5) | 348(5) | 535(2) | 398(9) |
| La | <10(5) | — | 15,8(5) | 5,2(5) | 13,5(2) | 18(1) |
| Ce | <30(5) | — | 36(5) | 29(5) | 47,5(2) | 30(1) |
| Nd | 19,8(5) | — | 17,9(5) | 14(5) | 21,5(2) | 23(1) |
| Y | 22(5) | — | 10,6(5) | 18,6(5) | 19,5(2) | 17(1) |
| Yb | 3,6(5) | — | 2,1(5) | 2,6(5) | 2,4(2) | 3,2(1) |
| K/Na | 0,35 | 0,50 | 0,55 | 0,19 | 0,46 | 0,65 |
| K/Rb | 660 | 621 | 385 | 982 | 622 | 465 |
| 100 Rb/Sr | 4,7 | 7,5 | 13,1 | 1,6 | 4,2 | 9,8 |
| Ba/Sr | 1,1 | 1,4 | 2,2 | 1,1 | 1,5 | 2,7 |
| La/Yb | 2,8 | — | 7,5 | 2,0 | 5,6 | 5,6 |
| F/B | 5,3 | 3,3 | 9,2 | 6,2 | 8,7 | — |

Примечание. I — андезито-дациты, дациты ряда: вулкан Ильинский (1) — экстрезин Курильского озера (2) — вулкан Дикий Гребень (3); II — андезиты, андезито-дациты ряда: вулканы Козельский и Авачинский (4) — Аг (5) — Купол (6). От 1 к 3 и от 4 к 6 вулканы расположены с востока на запад в пределах одной вулканической зоны. Na и K — вес. %; остальные элементы — г/т.

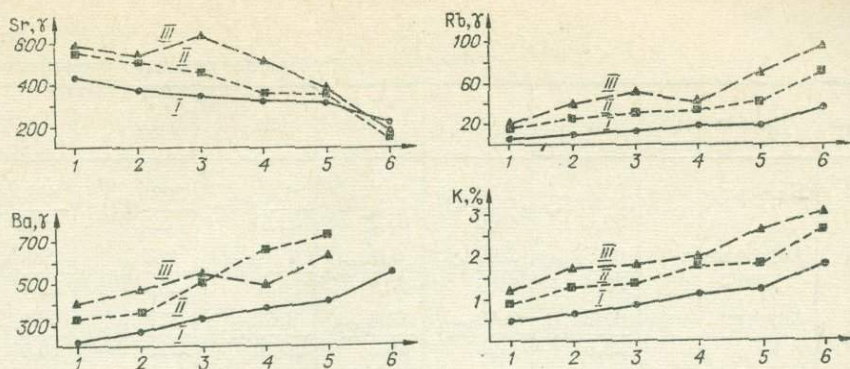


Рис. 22. Распределение редких элементов в породах Южной Камчатки. I — Восточная подзона; II — Центральная подзона; III — Западная подзона. 1 — базальты, 2 — андезит-базальты, 3 — андезиты, 4 — андезит-дациты, 5 — дациты, 6 — липариты.

О ГЕНЕЗИСЕ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ

Наследование кислыми вулканитами геохимического облика базальтов, примеры чего неоднократно приводились в предыдущих разделах этой главы, исключает, как нам кажется, формирование кислых расплавов в результате плавления сиалической коры. Против этого (см. гл. 3) свидетельствуют и данные, полученные при изучении гранитоидных включений. Очень трудно с точки зрения корового палингенного возникновения кислых расплавов удовлетворительно интерпретировать и факты нередкого нахождения в андезитах ксенолитов основного и ультраосновного состава (вулканы Авачинский, Шивелуч и др.). Наши данные подтверждают также вывод Г. С. Горшкова (1969, 1967) о независимости состава андезитовых расплавов от типа строения земной коры. Обращает на себя внимание также отмеченный Э. Н. Эрлихом (1973) факт преимущественной приуроченности центров кислого вулканизма к фронтальным частям вулканических поясов, т. е. к участкам, где гранитный слой наименее развит. Наконец, последними геохимическими исследованиями на Камчатке и Курилах установлено, что четвертичные вулканиты имеют низкое значение величины отношения Sr^{87}/Sr^{86} [Хедж, Горшков, 1977]; не зависящее ни от кислотности, ни от щелочности пород (табл. 47).

Все эти данные не позволяют принять не только точку зрения о коровом (палингенном) происхождении кислых расплавов, но и гипотезу о возникновении их за счет контаминации базальтовых расплавов сиалическим материалом.

В то же время С. Тейлор (1972) привел убедительные возражения, свидетельствующие против возможности возникновения заметных объемов кислых расплавов за счет процессов кристаллизационной дифференциации базальтовых магм.

Мы считаем, что наиболее вероятным является предположение об едином источнике для выплавления расплавов основного и более кислого составов. Весь изложенный фактический материал по изучению состава пород фундамента и ксенолитов, закономерностей пространственного распределения кислых вулканитов их петрогеохимических особенностей и т. д. позволяет говорить о том, что первичные очаги кислых магм формируются или в пределах меланократового фундамента, или несколько ниже его. Но состав расплавов, как было показано выше, в значительной степени определяется составом флюидной фазы, несомненно имеющей

Содержание редких элементов в

| Подзона | Тип пород | K | Na | Rb | Li | Ba | Sr |
|-------------|------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|-------------------------|
| Восточная | Базальт | $\frac{0,44}{39,6}$ (47) | $\frac{2,08}{15,6}$ (49) | $\frac{5,1}{65,2}$ (49) | $\frac{6,0}{42,5}$ (49) | $\frac{223}{32}$ (27) | $\frac{433}{19,2}$ (34) |
| | Андезито-базальт | $\frac{0,65}{30,6}$ (11) | $\frac{2,60}{17,9}$ (11) | $\frac{6,9}{62,1}$ (12) | $\frac{7,0}{36,8}$ (12) | $\frac{267}{39,1}$ (8) | $\frac{383}{22,7}$ (9) |
| | Андезит | $\frac{0,82}{28,3}$ (26) | $\frac{2,80}{12,3}$ (27) | $\frac{12,6}{48,2}$ (27) | $\frac{9,6}{37,9}$ (27) | $\frac{327}{21,4}$ (10) | $\frac{351}{16,9}$ (13) |
| | Андезито-дацит | $\frac{1,08}{25,7}$ (18) | $\frac{2,96}{13,8}$ (18) | $\frac{17,0}{42,7}$ (18) | $\frac{10,3}{63,6}$ (18) | $\frac{381}{89}$ (11) | $\frac{336}{14,0}$ (16) |
| | Дацит | $\frac{1,19}{22,6}$ (8) | $\frac{3,06}{75,4}$ (9) | $\frac{16,7}{39,0}$ (9) | $\frac{11,0}{36,5}$ (9) | $\frac{406}{14,6}$ (9) | $\frac{326}{10,2}$ (9) |
| | Липарит | $\frac{1,79}{5}$ (5) | $\frac{2,97}{5}$ (5) | $\frac{35,7}{5}$ (5) | $\frac{16,0}{5}$ (5) | $\frac{543}{3}$ (3) | $\frac{222}{4}$ (4) |
| Центральная | Базальт | $\frac{0,89}{22,7}$ (21) | $\frac{2,24}{14,1}$ (21) | $\frac{15,1}{35,1}$ (21) | $\frac{7,5}{33,7}$ (17) | $\frac{328}{27,1}$ (5) | $\frac{554}{14,9}$ (19) |
| | Андезито-базальт | $\frac{1,26}{31,0}$ (13) | $\frac{2,53}{16,0}$ (13) | $\frac{24,7}{51,2}$ (13) | $\frac{7,9}{57,7}$ (13) | $\frac{357}{13,9}$ (6) | $\frac{508}{14,7}$ (13) |
| | Андезит | $\frac{1,34}{1}$ (1) | $\frac{2,91}{1}$ (1) | $\frac{29,0}{1}$ (1) | $\frac{11,0}{1}$ (1) | $\frac{500}{1}$ (1) | $\frac{460}{1}$ (1) |
| | Андезито-дацит | $\frac{1,74}{1}$ (1) | $\frac{2,85}{1}$ (1) | $\frac{32,6}{1}$ (1) | $\frac{14,0}{1}$ (1) | $\frac{650}{2}$ (2) | $\frac{356}{10,2}$ (3) |
| | Дацит | $\frac{1,8}{16,4}$ (4) | $\frac{3,03}{62,7}$ (4) | $\frac{40,4}{64,8}$ (4) | $\frac{13,6}{18,3}$ (4) | $\frac{723}{98,0}$ (3) | $\frac{353}{32,0}$ (4) |
| | Липарит | $\frac{2,59}{60,3}$ (5) | $\frac{2,84}{16,2}$ (5) | $\frac{69,4}{17,4}$ (5) | $\frac{32,4}{30,2}$ (5) | — | $\frac{145}{10,3}$ (4) |
| Западная | Базальт | $\frac{1,18}{40,9}$ (26) | $\frac{2,43}{12,4}$ (26) | $\frac{20,0}{66,6}$ (26) | $\frac{11,3}{111}$ (26) | $\frac{409}{22,5}$ (19) | $\frac{590}{18,2}$ (26) |
| | Андезито-базальт | $\frac{1,72}{29,4}$ (13) | $\frac{2,60}{9,7}$ (13) | $\frac{37,3}{46,8}$ (13) | $\frac{11,3}{27,7}$ (13) | $\frac{470}{27,2}$ (11) | $\frac{535}{20,0}$ (13) |
| | Андезит | $\frac{1,78}{19,4}$ (6) | $\frac{2,82}{12,4}$ (6) | $\frac{49,8}{27,8}$ (6) | $\frac{12,7}{71,8}$ (6) | $\frac{540}{20,3}$ (4) | $\frac{635}{12,6}$ (7) |
| | Андезито-дацит | $\frac{1,92}{41,5}$ (3) | $\frac{2,48}{8,1}$ (3) | $\frac{40,3}{63}$ (3) | $\frac{15,3}{15,0}$ (3) | $\frac{490}{36,8}$ (3) | $\frac{513}{29,2}$ (3) |
| | Дацит | $\frac{2,61}{1}$ (2) | $\frac{2,70}{1}$ (2) | $\frac{70,5}{1}$ (2) | $\frac{8,5}{1}$ (2) | $\frac{620}{1}$ (2) | $\frac{385}{1}$ (2) |
| | Липарит | $\frac{3,04}{1}$ (1) | $\frac{3,3}{1}$ (1) | $\frac{96,0}{1}$ (1) | $\frac{37,6}{1}$ (1) | — | $\frac{196}{1}$ (1) |

Примечание. В числителе — средние содержания, в знаменателе — коэффициенты

мантийный характер. В этом смысле мы можем говорить и о мантийной природе кислых вулканитов в островодужных областях.

Теперь рассмотрим возможные механизмы формирования кислых магм. В первую очередь, возникает вопрос об источниках кремнекислоты. В принципе таких источников может быть несколько.

1. Как было впервые показано И. Куширо (1972), при высоких давлениях и избытке воды возможно прямое выплавление кремнеземистых жидкостей из мантийного вещества. Несколько ранее появились данные [Bultitude, Green, 1968], свидетельствующие о том, что при плавлении ультраосновного вещества и присутствии воды в качестве первых выделяются жидкости, недосыщенные SiO_2 . Эти данные были получены в кап-

четвертичных вулканитах Южной Камчатки

| Ni | Co | V | F | B | Be | K/Rb | Ni/Co | Ba/Sr | F/B |
|----------------------------|----------------------------|---------------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------|------|-------|-------|------|
| $\frac{31,7}{48,8}^{(11)}$ | $\frac{26,0}{36,6}^{(11)}$ | $\frac{306}{20,3}^{(11)}$ | $\frac{315}{38,6}^{(28)}$ | $\frac{52}{47,0}^{(22)}$ | $\frac{0,5}{39,8}^{(35)}$ | 864 | 1,2 | 0,52 | 6,05 |
| $\frac{35,1}{74,9}^{(4)}$ | $\frac{23,0}{50,4}^{(4)}$ | $\frac{186}{44,8}^{(4)}$ | $\frac{384}{41,3}^{(10)}$ | $\frac{56}{50,2}^{(6)}$ | $\frac{0,5}{11,8}^{(9)}$ | 944 | 1,5 | 0,7 | 6,85 |
| $\frac{20,0}{18,0}^{(3)}$ | $\frac{18,0}{22,2}^{(3)}$ | $\frac{163}{28,9}^{(3)}$ | $\frac{364}{32,3}^{(18)}$ | $\frac{66}{41,9}^{(9)}$ | $\frac{0,5}{22,0}^{(18)}$ | 650 | 1,1 | 0,93 | 5,5 |
| $\frac{14,0}{21,0}^{(4)}$ | $\frac{14,0}{40,4}^{(4)}$ | $\frac{150}{31,7}^{(4)}$ | $\frac{337}{39,4}^{(13)}$ | $\frac{56}{32,4}^{(10)}$ | $\frac{0,5}{25,7}^{(13)}$ | 635 | 1,0 | 1,14 | 6,0 |
| 16(1) | 11(1) | 130(1) | $\frac{238}{30,2}^{(11)}$ | $\frac{62}{22,0}^{(8)}$ | $\frac{0,5}{23,9}^{(11)}$ | 711 | 1,4 | 1,21 | 3,8 |
| — | — | — | 200(5) | 72(3) | 0,5(4) | 500 | — | 2,44 | 2,8 |
| $\frac{51,0}{48,4}^{(4)}$ | $\frac{38,7}{27,9}^{(4)}$ | $\frac{185}{38,9}^{(4)}$ | $\frac{357}{38,2}^{(4)}$ | $\frac{34}{21,7}^{(4)}$ | — | 589 | 1,3 | 0,59 | 2,8 |
| 88(1) | 46(1) | 200(1) | $\frac{372}{48,1}^{(6)}$ | $\frac{50}{30,5}^{(6)}$ | $\frac{0,5}{41,8}^{(6)}$ | 511 | 1,9 | 0,7 | 10,5 |
| 88(1) | 46(1) | 91(1) | — | — | — | 463 | 1,9 | 1,09 | 7,45 |
| 44(2) | 47(1) | 180(2) | $\frac{292}{35,7}^{(7)}$ | 25(1) | $\frac{0,7}{18,3}^{(7)}$ | 534 | 0,93 | 1,83 | — |
| 17(3) | 10(3) | $\frac{98}{13,4}^{(3)}$ | $\frac{294}{46,8}^{(13)}$ | $\frac{38}{29,6}^{(3)}$ | $\frac{0,7}{36,0}^{(13)}$ | 446 | 1,7 | 2,06 | 7,7 |
| — | — | — | $\frac{292}{45,3}^{(5)}$ | — | $\frac{0,5}{30,3}^{(5)}$ | 373 | — | — | — |
| $\frac{48,2}{13,5}^{(10)}$ | $\frac{32,3}{20,3}^{(10)}$ | $\frac{283}{23,0}^{(10)}$ | $\frac{330}{49,3}^{(10)}$ | $\frac{28}{44,4}^{(18)}$ | $\frac{0,65}{27,7}^{(14)}$ | 590 | 1,5 | 0,7 | 11,8 |
| — | — | — | — | $\frac{45,3}{21,4}^{(11)}$ | $\frac{0,7}{29,7}^{(10)}$ | 462 | — | 0,88 | — |
| — | — | — | — | $\frac{39}{10,4}^{(3)}$ | — | 357 | — | 0,85 | — |
| — | — | — | — | 55(5) | 0,8(5) | 473 | — | 0,95 | — |
| — | — | — | — | 50(2) | 0,85(2) | 370 | — | 1,72 | — |
| — | — | — | — | — | — | 317 | — | — | — |

вариации. Na, K — вес. %; остальные элементы — г/г.

сулах без контроля активности воды. После критических замечаний Д. Х. Грин повторил эксперименты [Green, 1970], которые подтвердили его предыдущие результаты.

В последнее время выясняется [Boettcher, 1973], что все дело заключается в величине f_{O_2} . Кремненасыщенные жидкости появляются только при использовании магнетит-вюститового буфера (f_{O_2} 10^{-11} атм). Более высокие и более низкие значения f_{O_2} не приводят к появлению оливина вблизи ликвидуса. Значения f_{O_2} 10^{-11} атм являются наиболее реальными для базальтовых магм. Однако содержания SiO_2 в жидкостях, ненасыщенных H_2O , уменьшаются с увеличением общего давления, и при низких величинах a_{H_2O} и высоких a_{CO_2} могут возникать расплавы оливиного

Изотопный состав Sr четвертичных вулканитов Камчатки

| № п/п | Порода | Вулкан | SiO ₂ | K | Rb | Sr | Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ |
|-------|----------------------------|--|------------------|------|------|-----|------------------------------------|
| 1 | Базальт | Ключевской | 50,31 | 0,66 | — | 360 | 0,7034 |
| 2 | » | Толбачинское извержение 1975—1976 гг., Северный прорыв | 49,86 | 0,76 | 12 | 300 | 0,7041 |
| 3 | » | Толбачинское извержение 1975—1976 гг., Южный прорыв | 50,3 | 1,48 | 31 | 300 | 0,7043 |
| 4 | Андезито-базальт | Вулкан высоты 1102, район Паужетки | — | 0,62 | 10 | 450 | 0,7035 |
| 5 | » | Черные скалы, район Паужетки | 57,71 | 1,34 | 29 | 460 | 0,7054 |
| 6 | Андезит | Шивелуч | 60,78 | 0,98 | 17 | 512 | 0,7034 |
| 7 | » | Безымянный | 58,26 | 1,11 | 23 | 373 | 0,7036 |
| 8 | » | Авачинский | 59,81 | 0,54 | 12 | 346 | 0,7033 |
| 9 | Андезито-дацит | Карымский | 61,50 | 1,30 | 25,6 | 386 | 0,7033 |
| 10 | Андезито-дацит (игнимбрит) | Горелый | 62,70 | 2,20 | 46 | 399 | 0,7034 |
| 11 | То же | Кроноцкий | 63,34 | 1,56 | 29 | 250 | 0,7033 |
| 12 | » | Ксудач | 62,36 | 0,74 | 14,5 | 323 | 0,7031 |
| 13 | Дацит | Ильинский | 64,88 | 1,09 | 14 | 358 | 0,7054 |
| 14 | Дацит (игнимбрит) | Паужетка | 68,41 | 1,07 | 9 | 350 | 0,7036 |
| 15 | Липарито-дацит (игнимбрит) | Голыгинские горы | 70,39 | 1,47 | 26 | 300 | 0,7023 |
| 16 | Липарито-дацит | Крашенинникова | 71,10 | 1,32 | 27,3 | 226 | 0,7033 |
| 17 | Липарит (игнимбрит) | Голыгинские горы | 71,89 | 1,37 | 25 | 400 | 0,7036 |
| 18 | Липарит | Хангар | 72,62 | 2,41 | 61,6 | 177 | 0,7035 |
| 19 | » | Ичинский | 75,08 | 3,66 | 73,5 | 100 | 0,7039 |
| 20 | Андезит | Кальдера Заварицкого, о. Симушир | 59,40 | 0,37 | — | 269 | 0,7033 |

Примечание. 1, 6—12, 16, 18, 20 — из работы К. Хеджа и Г. С. Горшкова (1977); 4, 5, 13—15, 17 — из работы В. Д. Пампуры и др. (1977); остальные — данные авторов. SiO₂, K — вес. %; Rb, Sr — г/т.

нефелинита и мелилитового базальта. Помимо величины активности воды, на состав выплавленных магм, вероятно, влияет и первичный состав исходного субстрата. Так, исследования, проведенные в Институте экспериментальной минералогии, показали, что при некоторых определенных составах и давлениях 10 кбар, получение кислых жидкостей при плавлении мантийного вещества невозможно вследствие возникновения термального барьера при содержаниях SiO₂ в системе около 50% [Ишбулатов, 1975]. Этот барьер преодолевается при удалении из твердых пород или расплавов некоторого количества щелочей.

Таким образом, возможно появление кварцнормативных жидкостей при прямом плавлении мантийного вещества в присутствии воды. Тем не менее одного этого недостаточно, так как остается проблема, почему породы серии андезит — дацит — липарит приурочены только к островным дугам и активным континентальным окраинам. Ведь известно, что эта серия практически не проявлена в типично океанической обстановке, например, в громадной системе срединно-океанических хребтов.

2. Другая реальная возможность получения кремнеземистых жидкостей вытекает из экспериментов О. Ф. Таттла и др. [Tuttle e. a., 1967]. Им исследовалось поведение базальта при давлении 10 кбар в присутствии воды. При создании температурного градиента даже без плавления через некоторое время в холодном конце капсулы накапливалось до 25% гранитного вещества, в то же время известно, что за счет процессов кристаллизационной дифференциации из базальтовых расплавов может быть получено около 5% кислого остатка.

3. Многие из фазовых переходов, происходящих в мантии по мере возрастания давления, сопровождаются выделением свободной кремнекислоты и щелочей. Одним из ярких примеров подобного рода является реакция перехода габбро в эклогит [Рингвуд, Грин, 1968]. Другой интересный пример связан с особенностями состава пироксенов при высоких давлениях [Ханухова и др., 1976]. Изучение системы диопсид — анортит — кварц при $P = 35$ кбар и $T = 1200^\circ\text{C}$ показало, что в этих условиях существуют поля бескремнеземистых ассоциаций (клинопироксен, клинопироксен + гранат, клинопироксен + гранат + корунд). Избыточное количество кварца при этом (до 21 вес. %) фиксируется в клинопироксенах в виде твердого раствора диопсида с миналом $\text{Ca}_{0.5}\text{AlSiO}_2\text{O}_6$ (молекула Эскола). Ясно, что с уменьшением давления при распаде твердых растворов будут выделяться избыточные количества кремнезема. К тому же результату приводит и инконгруэнтное плавление плагиоклазов при давлениях выше 10 кбар [Cohen e. a., 1967].

При решении вопроса, какой из возможных механизмов образования кремнекислых расплавов или флюидов является наиболее реальным в островодужной обстановке, мы должны учитывать, по крайней мере, два обстоятельства: во-первых, состав глубинных ксенолитов, выносимых расплавами на поверхность, и, во-вторых, факт унаследования кислыми породами геохимических особенностей базальтов. Присутствие среди глубинных ксенолитов всей гаммы пород, начиная от гипербазитов через пироксениты и кончая габброидами, нередко с постепенными переходами между всеми разностями, часто отмечаемое наличие структур перекристаллизации и т. д. дают основание полагать, что процессы выплавления происходили из уже предварительно измененного «гранитизированного» исходного субстрата. Более кислые расплавы, с этой точки зрения, должны формироваться на фоне все большей степени изменения исходного субстрата. Поэтому кислый вулканизм в районах островных дуг можно рассматривать как отражение своеобразного ультраметаморфизма в верхах верхней мантии [Эрлих, 1973].

Учитывая факт унаследованности, мы должны признать, что возникновение кислых расплавов и изменение их состава вкрест простирания островных дуг следует связывать с тем же механизмом, который ранее был рассмотрен для базальтовых магм. Различные по кремнекислотности расплавы формируются, по всей вероятности, если не на одинаковых, то на близких глубинах, а разнообразие их состава определяется степенью переработки мантийного вещества.

Подводя итоги, коротко резюмируем наши представления о кислом магматизме островных дуг.

1. При возникновении зон субдукции мантия под островными дугами начинает подвергаться воздействию флюидных потоков, которые, поднимаясь с различных глубин, будут иметь неодинаковый состав в зависимости от расстояния от глубоководного желоба. В верхних частях мантии в связи с уменьшением общего давления, выделения добавочных количеств тепла за счет процессов окисления флюидных потоков, появления воды возникают благоприятные условия для выплавления базальтовых магм * из мантийного вещества, которое уже, вероятно, было частично перекристаллизовано и преобразовано в направлении раскисления. Об этом свидетельствует не только состав ксенолитов, но и прямые геохимические данные. В частности, в базальтах островных дуг наблюдается значительное уменьшение отношения Ni/Co по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов. Наиболее вероятно, это обстоятельство связано с тем, что часть оливина к моменту плавления была замещена пирок-

* Очевидно, в случае очень интенсивной переработки мантийного вещества изредка могут сразу возникать условия для генерации андезитовых и более кислых магм.

сеном, содержание Ni в котором обычно уменьшается в значительно большей степени, чем Co.

2. В дальнейшем, хотя из верхнемантийного вещества происходит удаление наиболее легкоплавких фракций, вследствие подтока флюидов состав исходного субстрата изменяется в сторону раскисления, увеличения количеств плагиоклаза, амфибола и т. д., что в присутствии значительных количеств воды способствует выплавлению все более кислых расплавов. Видимо, одной из стадий такого преобразования (по мнению Э. И. Пополитова) может быть появление описанных выше оливин-пироксен-анортитовых пород, которые в качестве ксенолитов встречаются в кислой пирокластике.

Таким образом, наиболее вероятным механизмом возникновения кремнеземистых жидкостей в мантии являются фазовые переходы. Это не значит, что другие способы не играют никакой роли. В частности, в присутствии воды, которая возникает главным образом за счет окисления водорода, может начаться процесс отделения богатых SiO_2 расплавов и от базальтовых магм. Но мы отдаем предпочтение механизму фазовых переходов, так как он лучше всего объясняет, почему именно в районах островных дуг широко проявлен кислый вулканизм. В островодужных областях в целом преобладает геодинамическая обстановка сжатия. В этих условиях дополнительные стрессовые давления способствуют более интенсивному и быстрому проявлению фазовых реакций, идущих с высвобождением SiO_2 даже на небольших глубинах (вследствие добавочных нагрузок). В то же время в океанических рифтовых системах, где растяжение максимально, протекание таких реакций затруднено и распространенность кислых пород минимальна. В континентальных рифтах по сравнению с океаническими растяжение проявлено в меньшей степени и распространяется кислый вулканизм, хотя по сравнению с базальтовым объемом его невелики.

Следовательно, геодинамическая обстановка оказывает большое влияние на состав формирующихся в мантии расплавов. Отсюда следует, что прямое плавление мантийного вещества или процессы кристаллизационной дифференциации базальтовых магм имеют резко подчиненное значение в генерации кислых расплавов.

Глава VI

О ВЛИЯНИИ ХАРАКТЕРА ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ

Несмотря на много общих черт в строении, характере магматизма и т. д. между островными дугами, развитыми в различной геолого-тектонической обстановке и находящихся на разных стадиях развития, намечаются и некоторые различия. Они прежде всего выражаются в неодинаковом составе вулканических продуктов. На одних островных дугах преимущественно развиты породы толеитовой серии, на других — известково-щелочной, в редких случаях широко распространены породы щелочно-базальтовой и шононитовой серий. Толеитовые серии вулканитов в больших объемах представлены в островных дугах, развивающихся на коре океанического типа и находящихся на ранних стадиях своего развития. Эти дуги (Тонга — Кермадек, Марианская и др.) далеко выдвинуты в сторону океана и формируются при взаимодействии литосферных плит, имеющих кору океанического типа. А. Миясиро (1974) отмечает, что островные дуги этой группы характеризуются высокой относительной ско-

ростью схождения плит (до 8—9 см/год) и максимальной глубиной очагов землетрясений (до 700 км).

Известково-щелочные серии вулканических пород наиболее широко развиты в островных дугах, которые достигли зрелых стадий развития, когда наблюдается близкая к «нормальной» континентальная кора (Камчатка, Япония, Индонезия и др.). Как правило, они характеризуются меньшими скоростями схождения плит, меньшей глубиной очагов землетрясений.

Щелочные ассоциации пород наиболее распространены на островных дугах, где скорость схождения литосферных плит и глубина очагов землетрясений минимальны (островные дуги Средиземного моря, дуга Макуори и др.).

Интересно отметить, что в зависимости от степени зрелости островной дуги геохимические особенности вулканических пород различаются между собой даже в пределах одной и той же серии (табл. 48—51). Например, различные по кремнекислотности толеитовые породы дуги Тонга имеют более низкие содержания K, Rb, Ba, Sr и других литофильных элементов по сравнению с аналогичными породами Камчатки и Японии (см. табл. 48). Сходная закономерность отмечалась выше при сравнении составов вулканических пород Курильских островов и Камчатки.

Таким образом, эти данные находятся в некотором противоречии с приведенными ранее о независимости состава вулканических продуктов от типа строения земной коры. Подобный принцип, видимо, соблюдается только в пределах какой-либо конкретной островной дуги, например, Курило-Камчатской. Отклонения от него выступают особенно отчетливо при сопоставлении вулканизма островных дуг и активных континентальных окраин. Несмотря на много общих черт, глубинное строение активных континентальных окраин имеет свои особенности [Stuader, 1973]. Сейсмофокальная зона, с которой связан известково-щелочной магматизм, характеризуется меньшими углами падения и фиксируется только одной плоскостью, ограничивающей дальнейшую глубину распространения землетрясений в глубь мантии. Земная кора имеет повышенную мощность, достигая под Андами 60—70 км. Здесь отсутствует слой пониженных скоростей, а мощность литосферы увеличена до 200—300 км. Большинство очагов землетрясений сконцентрировано до глубин 100—150 км, хотя есть и глубокофокусные (до 600 км), но все они заключены в клине между поверхностью земной коры и зоны Беньоффа. В табл. 52 приведены данные по особенностям состава магматических пород активных континентальных окраин. Анализ этих данных позволяет отметить следующие их характерные особенности.

1. В отличие от островных дуг на активных континентальных окраинах наиболее широко распространены вулканы известково-щелочной серии при преобладании пород андезит-дацитового состава.

2. Вычисленный средний состав континентальных андезитов подтверждает вывод П. И. Якиша и А. И. Р. Уайта [Jakes, White, 1971] о том, что вулканические породы андийского типа по сравнению с островодужными характеризуются повышением доли калия в сумме щелочей и увеличением содержаний литофильных редких элементов (K, Rb, Ba и др.).

3. Значения отношений Sr^{87}/Sr^{86} в андезитах Анд несколько выше, чем в породах островных дуг (см. рис. 18). В то же время вулканические породы Каскадных гор по редкоэлементному составу и изотопным характеристикам очень близки к породам известково-щелочных серий островных дуг.

В связи со сказанным возникает вопрос, каковы причины влияния мощности и степени зрелости континентальной коры на геохимические особенности вулканических продуктов островных дуг и активных континентальных окраин? Видимо, процессы контаминации или плавления сиалических пород и играли какую-либо роль, но она минимальна. Об этом

Содержание редких элементов в низковольтных

| № п/п | Na | K | Rb | F | Be | Ba | Sr | Ni |
|-------|-----------|-----------|----------|---------|----------|---------|---------|----------|
| 1 | 1,97(133) | 0,37(129) | 4,5(85) | 327(48) | 0,48(48) | 222(39) | 407(45) | 28,6(25) |
| 2 | 2,86(30) | 0,73(30) | 10,8(30) | 345(24) | 0,49(25) | 386(16) | 354(16) | 20,5(10) |
| 3 | 3,37(25) | 1,20(25) | 21,5(27) | 339(16) | 0,57(16) | 437(12) | 306(12) | 7,2(11) |
| 4 | 3,17(44) | 1,75(50) | 31,1(48) | 390(28) | 0,62(31) | 556(19) | 297(26) | 8,8(17) |
| 5 | 1,82(11) | 0,25(11) | 2,6(11) | 360(11) | 0,40(11) | 155(5) | 340(5) | 28(5) |
| 6 | 2,35(7) | 0,37(7) | 4,4(7) | 297(9) | 0,45(9) | — | — | — |
| 7 | 3,10(13) | 0,79(13) | 11,9(13) | 375(10) | 0,45(10) | — | — | — |
| 8 | 3,31(3) | 0,84(3) | 12,3(3) | 380(2) | 0,60(2) | — | — | — |
| 9 | 1,76(4) | 0,36(4) | — | — | — | 185(3) | — | — |
| 10 | 2,90(20) | 0,96(21) | — | — | — | 657(6) | — | — |
| 11 | 2,67(12) | 1,17(12) | — | — | — | 530(5) | — | — |
| 12 | 2,98(5) | 1,46(5) | — | — | — | 597(3) | — | — |
| 13 | 1,54(31) | 0,22(31) | 4,9(31) | — | — | 94(31) | 196(31) | 29,4(31) |
| 14 | 2,65(5) | 0,42(5) | 6,0(5) | — | — | 123(5) | 172(5) | 5,5(5) |
| 15 | 2,95(5) | 0,63(5) | 13,9(5) | — | — | 283(5) | 197(5) | 4,4(5) |
| 16 | 1,95 | 0,59 | 10,0 | — | — | 110 | 215 | 15,0 |
| 17 | — | 0,39(7) | 4,3(7) | — | — | — | 371(7) | 14(5) |
| 18 | — | 0,72(11) | 13,0(11) | — | — | — | 514(11) | 9,9(11) |
| 19 | 2,30 | 0,33 | 9,6 | — | — | 115 | 328 | 25 |
| 20 | 3,41 | 1,21 | 28 | — | — | 417 | 660 | 7 |

Примечание. 1—4 — Камчатка: 1 — базальт, 2 — андезит, 3 — дацит, 4 — риолит; найдо [Katsui e. a., 1974]; 9 — базальт, 10 — андезит, 11 — дацит, 12 — риолит; 13—15 — дуга деизит, 15 — дацит; 16 — Сайпан, андезит [Тейлор, 1972]; 17, 18 — Алеутские острова [DeLong, дацит [Gill, 1974]. Здесь и в табл. 48—51 — Na и K — вес. %; остальные элементы — г/г; в скоб

прежде всего свидетельствуют результаты по измерению величин отношения Sr^{87}/Sr^{86} . Поэтому надо искать какие-то другие объяснения, среди которых наиболее вероятными представляются следующие.

1. Рост континентальной коры и степень ее зрелости, как было показано на примере Курило-Камчатской островной дуги, определяется в первую очередь процессами, происходящими в мантии. В случае длительного развития островной дуги и неоднократного перемещения желоба,

Содержание редких элементов в известково-щелочных

| № п/п | Na | K | Rb | F | Be | Ba | Sr | Ni |
|-------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|----------|----------|----------|
| 1 | 2,39(305) | 0,92(308) | 14,8(161) | 377(107) | 0,58(110) | 612(90) | 400(109) | 57,7(88) |
| 2 | 2,88(118) | 1,31(124) | 21,2(53) | 307(51) | 0,56(51) | 770(11) | 432(20) | 23,1(17) |
| 3 | 3,26(41) | 1,85(46) | 34,4(45) | 366(69) | 0,75(69) | 779(28) | 314(38) | 9,5(20) |
| 4 | 3,16(51) | 2,72(65) | 64,7(45) | 315(65) | 0,77(65) | 1310(24) | 201(32) | 2,9(13) |
| 5 | 2,29(8) | 0,62(8) | 10,8(8) | 380(8) | 0,48(8) | 480(4) | 345(4) | 35,0(4) |
| 6 | 2,51(15) | 0,95(15) | 18,6(15) | 415(29) | 0,45(29) | — | — | — |
| 7 | 2,65(4) | 1,42(4) | — | — | — | 517(4) | — | — |
| 8 | — | — | 19 | — | — | 244 | 347 | 48 |
| 9 | 2,43(8) | 0,81(32) | 17,7(31) | — | — | 457(7) | 480(38) | 15,6(17) |
| 10 | 2,63(6) | 1,20(33) | 28,9(29) | — | — | 507(4) | 433(33) | 10,0(18) |
| 11 | — | 1,64(6) | 35,7(6) | — | — | — | 282(5) | 5,9(5) |
| 12 | 2,03(13) | 0,43(18) | 11,4(18) | — | — | — | 339(18) | 33,0(13) |
| 13 | 2,42(59) | 1,24(59) | 39,9(59) | — | — | 332(42) | 196(59) | 20(42) |
| 14 | 2,99(42) | 2,68(72) | 107,7(72) | — | — | — | 124(72) | — |
| 15 | 2,98 | 1,07 | 16 | — | — | 467 | 487 | 11 |
| 16 | 1,70 | 0,83 | 29 | — | — | 343 | 703 | 21 |
| 17 | 2,74 | 2,00 | 65 | — | — | 609 | 667 | 5 |
| 18 | 2,93 | 2,25 | 88 | — | — | 690 | 600 | 3 |

Примечание. 1—4 — Камчатка: 1 — базальт, 2 — андезит, 3 — дацит, 4 — риолит; Япония, андезит [Keller, 1974]; 9—11 — Алеутские острова [Marsh, 1976; DeLong, 1974; Kay e. a., Таучо-Ротаруа [Ewart, Stipp, 1968; Cole, 1973, 1978]; 12 — базальт, 13 — андезит, 14 — риолит; зит, 18 — дацит.

сериях вулканических пород островных дуг

| Co | V | Cr | La | Ce | Nd | Y | Yb | Nb | Zr |
|----------|---------|----------|---------|---------|----------|----------|---------|--------|--------|
| 31,3(25) | 312(25) | — | <10(18) | <30(18) | 11,0(18) | 17,4(18) | 2,8(18) | 0,6(9) | 18(4) |
| 16,7(10) | 154(10) | — | 7,0(9) | 33(9) | 15,0(9) | 18,2(9) | 3,0(9) | 1,1(4) | 105(3) |
| 8,1(11) | 100(11) | — | 11,0(4) | 27,0(4) | 18,0(4) | 30,0(4) | 4,4(4) | — | — |
| 4,1(17) | 28(17) | — | 21,0(1) | 44,0(1) | 26,0(1) | 35,0(1) | 7,5(1) | — | — |
| 30,0(5) | 330(5) | — | <10(5) | <30(5) | 7,9(5) | 17,4(5) | 2,9(5) | 0,8(3) | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | 1,7(6) | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 30,0(4) | — | 43,4(4) | 3,7(4) | 11,9(4) | — | — | 2,1(4) | — | — |
| 16,2(6) | — | 10,3(6) | 14,6(6) | 42,4(6) | — | — | 4,2(6) | — | — |
| 6,6(5) | — | 6,4(5) | 12,2(5) | 35,7(5) | — | — | 4,6(5) | — | — |
| 8,7(3) | — | 9,0(3) | 12,8(3) | 39,9(3) | — | — | 5,5(3) | — | — |
| 36,3(31) | 312(31) | 91,5(31) | 2,5(31) | 6,8(31) | 5,2(31) | 18,3(31) | — | — | 18(3) |
| 22,0(5) | 237(5) | 12,0(5) | 3,5(5) | 8,5(5) | 6,2(5) | 26,0(5) | — | 1,3(1) | 100(3) |
| 10,8(5) | 60(5) | 2,5(5) | 5,6(5) | 15,2(5) | 11,7(5) | 34,0(5) | — | — | 75(2) |
| 20,0 | 195 | 44,0 | 3,1 | 6,8 | 9,8 | 25,0 | 2,7 | 0,3 | 90 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 40 | 155 | 40 | 9,6 | 19 | — | 26 | — | — | 100 |
| 10 | 85 | 6 | 10,6 | — | — | 19 | 1,4 | 3,3 | 119 |

5—8 — Курильские острова: 5 — базальт, 6 — андезит, 7 — дацит, 8 — риолит, 9—12 — Хок-Тонга-Кермадек [Ewart, Bryan, 1972; Bryan e. a., 1972; Ewart e. a., 1977]; 13 — базальт, 14 — ан-1974]; 17 — базальт, 18 — андезит; 19 — Новая Зеландия, базальт [Keller, 1974]; 20 — Фиджи, ках — число анализов для подсчета среднего.

когда по одним и тем же каналам неоднократно внедрялись расплавы разного состава, одновременно с процессами наращивания континентальной коры происходило и преобразование вещества верхней мантии, которое в целом было направлено в сторону увеличения кремнекислотности и обогащения литофильными редкими элементами. С этой точки зрения, можно говорить о гетерогенности верхней мантии под островными дугами, находящимися на разных стадиях своего развития. В пользу этого свидетель-

Таблица 49

сериях вулканических пород островных дуг

| Co | V | Cr | La | Ce | Nd | Y | Yb | Nb | Zr |
|----------|----------|---------|----------|----------|----------|----------|---------|--------|---------|
| 41,0(88) | 346(88) | 108(76) | 12,7(13) | 27,9(13) | 17,8(13) | 22,7(13) | 3,5(13) | 2,0(7) | 216(3) |
| 18,7(17) | 155(8) | 114(6) | 16,0(4) | 28,3(3) | 18,3(3) | 19,0(4) | 2,6(4) | 1,9(5) | 125(2) |
| 8,1(20) | 78(20) | — | 19,8(9) | 46,0(9) | 28,0(9) | 23,3(9) | 4,6(9) | 2,3(3) | 91(3) |
| 3,1(13) | 10,6(13) | — | 20,7(3) | 49,0(3) | 23,0(3) | 18,0(3) | 3,4(3) | 2,4(4) | — |
| 32,0(4) | 342(4) | — | 10,5(4) | 30(4) | 15,4(4) | 21,3(4) | 3,0(4) | 1,5(4) | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 16,4(4) | — | 17,4(4) | 10,5(4) | 29,1(4) | — | — | 2,4(4) | — | — |
| — | 179 | 104 | — | — | — | 23 | — | 3,6 | 104 |
| 23,7(7) | 243(7) | 47,7(7) | — | — | — | 20(6) | 2(6) | — | — |
| 17(4) | 140(4) | 10(2) | — | — | — | 20(3) | 2(3) | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | 232(13) | 69(13) | — | — | — | — | — | — | 106(13) |
| — | 143(42) | 66(42) | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 16 | 172 | 31 | 9,2 | — | — | 17 | 1,4 | 0,9 | 112 |
| 27 | 275 | 42 | 17 | 33 | — | 17 | — | — | 23 |
| 8 | 180 | 11 | 21 | 65 | — | 23 | — | — | 100 |
| 9 | 90 | 15 | 19 | 71 | — | 29 | — | — | 129 |

лит; 5, 6 — Курилы: 5 — базальт, 6 — андезит; 7 — Хоккайдо, андезит [Katsui e. a., 1974]; 8 — 1978]; 9 — базальт, 10 — андезит, 11 — дацит; 12—14 — Новая Зеландия, вулканическая зона 15 — Фиджи, андезит [Gill, 1974]; 16—18 Эоловая дуга [Keller, 1974]; 16 — базальт, 17 — анде-

Содержание редких элементов в субщелочных

| № п/п | Na | K | Rb | F | Be | Ba | Sr | Ni |
|-------|----------|----------|----------|---------|----------|----------|---------|----------|
| 1 | 2,72(82) | 1,63(86) | 33,7(57) | 496(20) | 1,13(27) | 604(22) | 615(22) | 34,8(10) |
| 2 | 3,41(33) | 2,78(34) | 50,8(21) | 433(3) | 1,07(3) | 1345(4) | 481(6) | 13,8(6) |
| 3 | 3,16(19) | 2,74(19) | 54,0(19) | 465(51) | 0,85(2) | 620(2) | 385(2) | — |
| 4 | 3,49(6) | 3,42(6) | 87,2(6) | — | 1,2(1) | 880(2) | 150(3) | — |
| 5 | 3,82(46) | 3,92(46) | 66,0(27) | 659(13) | 2,8(13) | 1300(7) | 267(7) | 8(2) |
| 6 | 3,53(26) | 4,19(26) | 77,0(18) | 447(9) | 3,87(3) | 1380(12) | 282(12) | — |
| 7 | 3,73(19) | 3,93(19) | 112(18) | 615(2) | 5,0(10) | 185(7) | <50(7) | 4,3(7) |
| 8 | 2,20(11) | 1,42(11) | 31,0(11) | 545(84) | 0,85(72) | 512(5) | 634(5) | 16(11) |
| 9 | 2,58(3) | 1,51(6) | 35,8(6) | 422(6) | 0,9(5) | — | — | — |
| 10 | 2,11(4) | 0,98(4) | — | — | — | 486(4) | — | — |
| 11 | 2,32(4) | 2,13(4) | — | — | — | 1114(4) | — | — |
| 12 | 2,26 | 2,11 | 65 | — | — | 561 | 973 | 54 |
| 13 | 2,21(8) | 1,67(8) | 54(8) | — | — | 377(8) | 667(6) | 121(8) |
| 14 | 2,89(5) | 1,90(5) | 66,4(5) | — | — | 696(5) | 812(5) | 12,0(5) |
| 15 | 2,21(3) | 2,45(3) | 73,0(3) | — | — | 832(3) | 1140(3) | 24(3) |
| 16 | 3,03(1) | 4,67(1) | 235(1) | — | — | 971(1) | 930(1) | 12(1) |
| 17 | 3,07(1) | 4,12(1) | 350(1) | — | — | 167(1) | 227(1) | 8(1) |

Примечание. 1—7 — Камчатка: 1 — базальт, 2 — андезит, 3 — дацит, 4 — липарит, андезит; 10, 11 — Хоккайдо [Katsui e. a., 1974]: 10 — базальт, 11 — андезит; 12 — Папуа, Нозие, 1976]: 13 — базальт, 14 — андезит; 15—17 — Оловая дуга [Keller, 1974]: 15 — трахибазальт,

ствуют и такие факты, как некоторые вариации величины отношения Sr^{87}/Sr^{86} в различных островных дугах (см. рис. 18), приуроченность наиболее мощных всплесков кислого вулканизма к островным дугам с нормально развитой континентальной корой [Эрлих, 1973] и т. д.

2. При прочих равных условиях состав флюидов, возникающих на одинаковых глубинах, будет зависеть также от скорости подъема. Скорость подъема определяется геотермическим градиентом, который различен в участках земли с континентальным и океаническим типом строения коры [Шиллинг, 1973]. Поскольку в участках с хорошо развитой континентальной корой потери тепла ниже, чем в чисто океанических условиях, то магматические процессы (как и подъем флюидов) будут развиваться в течение более длительного времени, что приводит к более эффективному накоплению в таких структурах литофильных редких элементов.

Содержание редких элементов в магнезиальных

| № п/п | Na | K | Rb | F | Be | Ba | Sr | Ni |
|-------|----------|----------|----------|---------|----------|---------|---------|----------|
| 1 | 2,38(5) | 1,79(6) | 34,6(4) | 800(3) | 0,95(3) | 1000(3) | 621(4) | 300(5) |
| 2 | 2,14(67) | 0,85(68) | 12,4(44) | 340(16) | 0,51(16) | 510(27) | 353(28) | 135(43) |
| 3 | 2,59(5) | 0,93(5) | 10,6(5) | 333(3) | 0,40(3) | 403(3) | 427(3) | 75,9(8) |
| 4 | 3,01(28) | 1,22(29) | 17,8(4) | 338(10) | 0,55(10) | 587(9) | 594(9) | 52,0(11) |
| 5 | 1,90(12) | 0,47(12) | 10,8(12) | — | — | — | 312(12) | 138(12) |
| 6 | 1,91(13) | 0,76(13) | 11,4(7) | — | — | 175(7) | 246(7) | 79(7) |
| 7 | 2,00(6) | 0,82(6) | 23,6(6) | — | — | 210(5) | 329(5) | 56,4(5) |
| 8 | 2,39(1) | 1,27(1) | 16,4(1) | — | — | 476(1) | 1783(1) | 150(1) |
| 9 | 2,74(1) | 1,83(1) | 17,0(1) | — | — | 343(1) | 2600(1) | 150(1) |
| 10 | 1,47(4) | 0,50(4) | 7,5(4) | — | — | — | — | 225(4) |

Примечание. 1—4 — Камчатка: 1 — субщелочной базальт, 2—4 — известково-щелочной базальт [Cole, 1973], 6 — андезит-базальт [Cole, 1978], 7 — андезит [Cole, 1978; Keller, 1974]; Идзу-Бонинская дуга, андезит-бонинит [Shiraki e. a., 1977].

сериях вулканических пород островных дуг

| Co | V | Cr | La | Ce | Nd | Y | Yb | Nb | Zr |
|----------|---------|--------|---------|---------|---------|---------|--------|----------|---------|
| 28,7(10) | 260(7) | 75(6) | 17,5(5) | 31,1(5) | 26,3(5) | 22,5(5) | 2,7(5) | 4,5(27) | 224(28) |
| 14,3(6) | 213(3) | 32(1) | 32,7(3) | 60(3) | 40(1) | 33,0(3) | 4,1(3) | 12,8(6) | 271(6) |
| — | — | — | — | — | — | — | — | 11,4(3) | 330(3) |
| — | — | — | — | — | — | — | — | 13(1) | 224(1) |
| 2(2) | — | 19(4) | 44,7(4) | 82,2(4) | 89(2) | 31,5(4) | 3,3(4) | 29,3(13) | 545(13) |
| — | — | — | 57(2) | 93(2) | 52(2) | 46(2) | 3,7(2) | 10,5(7) | 388(7) |
| 1,1(7) | 6,5(7) | 10(2) | 79(8) | 104(8) | 56,3(8) | 45,9(8) | 5,4(8) | 56,4(5) | 434(5) |
| 30,7(11) | 363(11) | — | 18,5(5) | 30(5) | 20,8(5) | 18(5) | 3,4(5) | 4,3(4) | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 39,1(2) | — | 435(2) | 15,6(2) | 40,6(2) | — | — | 2,8(2) | — | — |
| 11,2(4) | — | 7,2(4) | 26,2(4) | 59,8(4) | — | — | 2,5(4) | — | — |
| — | 214 | 147 | — | — | — | 18 | — | 6,6 | 122 |
| 54(8) | 248(8) | 282(8) | 16,8(8) | 35,4(8) | — | 22,4(8) | — | — | — |
| 28,2(5) | 101(5) | 22(5) | 31,1(5) | 50,5(5) | — | 19,5(5) | — | — | — |
| 20(3) | 200(3) | 77(3) | 31(3) | 68(3) | — | 15(3) | — | — | 78 |
| 12(1) | 190(1) | 23(1) | 58(1) | 143(1) | — | 25(1) | — | — | 277 |
| 4(1) | 120(1) | 34(1) | 56(1) | 132(1) | — | 41(1) | — | — | 205 |

5 — трахит, 6 — кварцевый трахит, 7 — комендит; 8, 9 — Курильские острова: 8 — базальт, 9 — Новая Гвинея [Mackenzie, Chappel, 1972], шохонит; 13, 14 — Западное Папуа, Новая Гвинея [Mackenzie, 1974]; 16 — трахит, 17 — риолит.

Помимо мощности континентальной коры на состав магматических продуктов влияет, как уже отмечалось, и скорость схождения литосферных плит. Это влияние иногда может быть, очевидно, существенным, так как во многих случаях для состава вулканических пород не отмечается заметной зависимости от мощности коры в пределах одной островной дуги с разным типом строения земной коры.

Видимо, при меньших скоростях погружения различные фазовые реакции проходят более полно, флюидные потоки более длительное время реагируют с мантией и поэтому их состав уже на меньших глубинах может обогащаться щелочами и другими литофильными редкими элементами. Островные дуги с малыми скоростями схождения литосферных плит, как правило, характеризуются довольно мощной корой континентального типа.

Таблица 51

сериях вулканических пород островных дуг

| Co | V | Cr | La | Ce | Nd | Y | Yb | Nb | Zr |
|----------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|
| 36(5) | 250(3) | 577(2) | 32(1) | — | 10(1) | 16(1) | 2,6(1) | 0,4(1) | 13(1) |
| 43,7(44) | 317(32) | 322(40) | 9,5(9) | 22,9(6) | 17,7(9) | 17,1(9) | 2,9(7) | 0,5(2) | 37(2) |
| 30,9(8) | 278(6) | 175(5) | — | — | — | — | — | 1,0(3) | 97(3) |
| 19,3(11) | 182(9) | 250(2) | — | — | — | — | — | 1,2(3) | 51(3) |
| 46(12) | 222(12) | 475(12) | — | — | — | — | — | — | 104(12) |
| — | 174(7) | 373(7) | — | — | — | — | — | — | — |
| — | 158(5) | 174(5) | — | — | — | 17 | — | 3,8 | 98 |
| — | — | — | 28,8(1) | 64,2(1) | 33,0(1) | — | 0,95(1) | — | — |
| — | — | — | 36,3(1) | 88,5(1) | 47,0(1) | — | 0,63(1) | — | — |
| — | — | 605(4) | — | — | — | — | — | — | — |

почные разности (2 — базальт, 3 — андезито-базальт, 4 — андезит); 5—7 — Новая Зеландия: 1974]; 8, 9 — Алеутские острова [Кау, 1978]: 8 — андезито-базальт, 9 — андезит; 10 — о. Вонии.

Петрогеохимическая характеристика магматических пород островных дуг и континентальных окраин

| Компонент | Островные дуги | | | | | | | | Континентальные окраины | | |
|--------------------------------|-----------------|---------|--------|---------------------------|---------|--------|----------------|-------|-------------------------|-----------------------------------|---------|
| | Толитовая серия | | | Известково-щелочная серия | | | Щелочная серия | | Андезиты Анд | Андезиты Охотско-Чукотского пояса | Среднее |
| | Базальт | Андезит | Дациит | Базальт | Андезит | Дациит | Шононит | Латит | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| SiO ₂ | 51,57 | 57,40 | 79,2 | 50,59 | 59,64 | 66,80 | 53,74 | 59,27 | 58,7 | 56,1 | 59,2 |
| TiO ₂ | 0,80 | 1,25 | 0,23 | 1,05 | 0,76 | 0,23 | 1,05 | 0,56 | 1,0 | 1,0 | 0,9 |
| Al ₂ O ₃ | 15,91 | 15,60 | 11,10 | 16,29 | 17,38 | 18,24 | 15,84 | 15,90 | 16,6 | 16,9 | 16,8 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,74 | 3,48 | 0,52 | 3,66 | 2,54 | 1,25 | 3,25 | 2,22 | 3,0 | 4,4 | 3,0 |
| FeO | 7,04 | 5,01 | 0,90 | 5,08 | 2,72 | 1,02 | 4,85 | 3,19 | 3,6 | 3,7 | 4,0 |
| MnO | 0,17 | — | — | 0,17 | 0,09 | 0,06 | 0,11 | 0,10 | 0,09 | 0,2 | 0,1 |
| MgO | 6,73 | 3,38 | 0,36 | 8,96 | 3,95 | 1,50 | 6,36 | 5,45 | 3,6 | 3,1 | 4,2 |
| CaO | 11,74 | 6,14 | 2,06 | 9,50 | 5,92 | 3,17 | 7,90 | 5,90 | 6,2 | 6,0 | 6,7 |
| Na ₂ O | 2,41 | 4,20 | 3,40 | 2,89 | 4,40 | 4,97 | 2,38 | 2,67 | 3,7 | 3,8 | 3,8 |
| K ₂ O | 0,44 | 0,43 | 1,58 | 1,07 | 2,04 | 1,92 | 2,57 | 2,68 | 2,25 | 2,33 | 2,3 |
| Rb | 5,0 | 6,0 | 15,0 | 10,0 | 30 | 45 | 75 | 100 | 77 | 55 | 56 |
| Li | — | — | — | — | — | — | — | — | — | 11 | 23 |
| Ba | 75 | 100 | 175 | 115 | 270 | 520 | 1000 | 850 | 653 | 630 | 643 |
| Sr | 200 | 220 | 90 | 330 | 385 | 460 | 700 | 850 | 713 | 530 | 600 |
| Co | — | — | — | — | — | — | — | — | 22 | 15 | 20 |
| Cr | 50 | 15 | 4 | 40 | 25 | 13 | 30 | — | 93 | 107 | 100 |
| Ni | 30 | 20 | 1 | 25 | 18 | 5 | 20 | — | 44 | 24 | 38 |
| V | 270 | 175 | 19 | 255 | 175 | 65 | 200 | — | 135 | 119 | 131 |

Примечание. 1—8 — по данным P. J. Jakes, A. J. R. White (1971); 9 — по данным A. Seiger et al. (1969); 10 — по данным М. Н. Захарова и В. А. Лереждо (1976), Н. И. Филатовой и А. И. Дворянкина (1974), М. Б. Минц (1972); 11 — среднее по андезитам континентальных окраин вычислено с использованием данных по четвертичным вулканитам Анд, Каскадных гор, меловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса и Станового хребта, которые приводятся по статье М. И. Кузьмина и Э. И. Пополитова (1978). Петрогенные окислы — вес. %; редкие элементы — г/т.

Глава VII

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ
ОКРАИННЫХ МОРЕЙ И ИНТРАДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ

В настоящее время петролого-геохимические аспекты происхождения окраинных морей и интрадуговых бассейнов разработаны далеко не достаточно в связи с труднодоступностью соответствующих вулканических серий для детального изучения. В большинстве случаев драгированные в Охотском и Японском морях образцы представлены обломками пород, принесенных льдами. Трудности в получении представительного материала могут быть в известной мере устранены при изучении палеостров-

ных дуг и сопряженных с ними трогов, которые можно рассматривать как аналоги древних окраинных морей и интрадуговых бассейнов.

С этой точки зрения существенный интерес представляет геохимическая эволюция базальтовых серий мел-палеогенового Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта, заложенного на Понтийско-Закавказской островной дуге, маркирующей активную палеокраину Восточно-Европейского континента. Предполагается, что с развитием этой рифтовой структуры связано растяжение и утонение базальтового и гранитного слоев, а также разрыв сплошности гранитного слоя в области максимальных растяжений и формирование безграничных впадин Черного моря и Южного Каспия [Адамия и др., 1974].

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА ЧЕРНОМОРСКО-АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Черноморско-Аджаро-Триалетский палеорифт четко разделяется на три сегмента: Черноморский, западный Аджаро-Триалетский и восточный Аджаро-Триалетский. Черноморский сегмент испытал интенсивный спрединг, в результате которого образовались участки с океанической корой, закрытые в настоящее время мощным осадочным чехлом; западный и восточный Аджаро-Триалетские сегменты, подвергшиеся гораздо меньшему растяжению, испытали в дальнейшем (верхний эоцен-миоцен) складчатость и инверсию и доступны для непосредственного исследования.

В западном сегменте, который изучен наиболее хорошо, мощная (7—8 км) палеогеновая вулканическая толща подразделяется на три комплек-

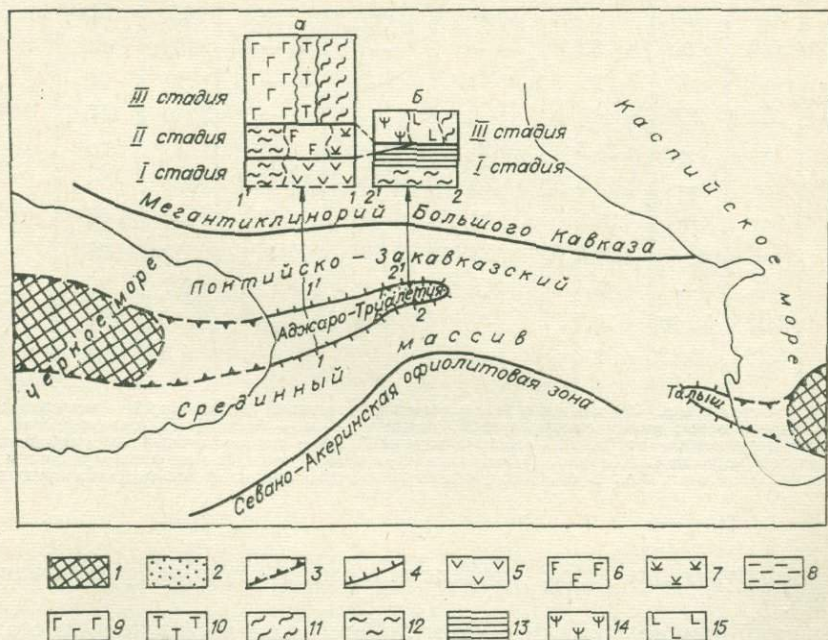


Рис. 23. Схема расположения Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта и развития его вулканизма.

1 — безграничные области Черного моря и Южного Каспия; 2 — зона восточного вырождения Аджаро-Триалетского рифта; 3 — предполагаемые границы рифтовых трогов; 4 — наземные границы рифтов. Литологический состав палеогеновой толщи: западная Аджаро-Триалетия (а): 5 — базальты, базальтовые андезиты, 6 — базальты, трахиандезиты, 7 — целлениты, 8 — туфоосадочные породы, 9 — щелочные калий-базальты, 10 — субвулканические толеиты; 11 — слабощелочные базальты; восточная Аджаро-Триалетия (б): 12 — флиш, 13 — слоистые туфогены, 14 — шшониты, 15 — известково-щелочные базальты, андезиты.

Средний химический состав основных типов

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 49,50 | 49,18 | 54,25 | 49,82 | 58,53 | 63,07 | 49,78 | 59,41 | 66,73 |
| TiO ₂ | 0,55 | 0,72 | 0,60 | 0,59 | 0,57 | 0,77 | 0,46 | 0,46 | 0,26 |
| Al ₂ O ₃ | 16,15 | 17,97 | 16,56 | 18,62 | 16,50 | 13,64 | 17,19 | 15,85 | 14,92 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,58 | 6,10 | 4,96 | 5,28 | 3,77 | 5,39 | 5,04 | 4,07 | 2,84 |
| FeO | 3,82 | 3,08 | 3,78 | 3,85 | 2,83 | 1,34 | 3,36 | 2,15 | 1,01 |
| MnO | 0,12 | 0,17 | 0,15 | 0,13 | 0,14 | 0,07 | 0,13 | 0,13 | 0,09 |
| MgO | 4,56 | 4,10 | 2,88 | 4,17 | 2,35 | 2,04 | 5,27 | 2,00 | 1,07 |
| CaO | 10,05 | 10,25 | 6,93 | 9,38 | 5,29 | 2,44 | 8,61 | 4,75 | 2,29 |
| Na ₂ O | 2,80 | 2,71 | 4,39 | 3,48 | 4,15 | 4,80 | 3,08 | 4,51 | 4,05 |
| K ₂ O | 0,75 | 1,61 | 2,36 | 1,13 | 2,47 | 2,70 | 2,40 | 3,25 | 4,71 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,23 | 0,30 | 0,28 | 0,32 | 0,46 | 0,39 | 0,29 | 0,14 |
| П. п. п. | 3,05 | 2,22 | 2,00 | 2,56 | 2,46 | 2,16 | 3,09 | 2,10 | 0,47 |
| Влага | 1,26 | 1,54 | 1,00 | 0,33 | 0,91 | 1,04 | 1,1 | 0,92 | 0,48 |
| С у м м а | 99,38 | 99,88 | 100,16 | 99,64 | 100,29 | 99,92 | 99,90 | 99,89 | 100,06 |
| Li | — | — | 7,1 | 18 | 9,5 | 5,0 | 14 | 8,8 | 4 |
| Rb | — | — | 63 | 38 | 46 | 57 | 51 | 66 | 70 |
| Ba | 280 | 730 | 1170 | 467 | 700 | 880 | 780 | 718 | 613 |
| Sr | 320 | 420 | 278 | 472 | 510 | 208 | 712 | 337 | 1150 |
| Cr | 88,5 | 35 | — | — | — | — | 64,7 | 51 | 30 |
| Ni | 39,5 | 39 | 33 | — | — | — | 130 | 18 | 7,7 |
| Co | 49 | 37 | 28 | — | — | — | 27 | 21 | 9 |
| V | 220 | 258 | 117 | — | — | — | 310 | 157 | 742 |
| La | — | — | 33,5 | 16 | 22 | 19 | 43 | 16 | — |
| Ce | — | — | 73,5 | 30 | 45 | 55 | 100 | 30 | — |
| Nd | — | — | 29,5 | 22 | 20 | 31 | 36 | 17 | — |
| Y | — | — | 28,0 | 23 | 12 | 37 | 24 | 27 | — |
| Yb | — | — | 3,4 | 3,4 | 1,6 | 5,45 | 2,7 | 35 | — |
| Zr | 71,5 | 52,10 | 29,7 | — | 42,5 | — | 79 | 201 | 134 |
| Nb | 3,9 | 3,15 | 2,0 | — | 3,1 | — | 4,5 | 4,0 | 4,7 |

Примечание. Западный сегмент: нижний базальтовый комплекс: 1 — дезит (7) южной зоны; дифференцированный комплекс: 4—6 — базальт (6), трахиандезит (10), ний базальтовый комплекс: 10, 11 — меланократовый (14) и лейкократовый (6) слабощелочные 16—калиевый анкармит (22), базальт (6) и трахит (10) северной зоны. В о с т о ч н ы й с е г м е н т и хиандезит (3) фланговых зон. В скобках указано количество анализов для подсчета среднего со-

са, соответствующие трем последовательным стадиям растяжения (рис. 23).

Нижний комплекс (1000—1500 м), сформированный в первую стадию, в осевой части представлен лавами и массивной вулканокластикой субщелочных и толеитовых роговообманковых и оливиновых базальтов, на южном фланге совместно с базальтами появляются пироксеновые и роговообманковые андезит-базальты и андезиты (табл. 53).

Средний дифференцированный комплекс (1000 м) представлен дифференцированными сериями базальт — трахиандезит — делленит. В осевой части рифтовой структуры комплекс сложен известково-щелочными высокоглиноземистыми и субщелочными роговообманковыми и оливино-

эффузивных пород Аджаро-Триалетской рифтовой зоны

| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|
| 47,66 | 50,99 | 49,02 | 54,22 | 48,08 | 51,48 | 59,51 | 49,13 | 58,87 | 51,05 | 56,91 |
| 0,70 | 0,63 | 0,58 | 0,61 | 0,61 | 0,63 | 0,35 | 0,52 | 0,42 | 0,50 | 0,52 |
| 17,01 | 16,93 | 17,53 | 18,54 | 11,80 | 17,68 | 17,90 | 19,19 | 17,00 | 16,58 | 17,36 |
| 5,14 | 6,23 | 4,76 | 4,02 | 6,31 | 5,30 | 3,44 | 6,46 | 4,02 | 5,78 | 3,75 |
| 4,25 | 3,29 | 4,29 | 3,51 | 3,87 | 2,13 | 1,16 | 2,04 | 2,34 | 3,33 | 2,86 |
| 0,18 | 0,14 | 0,15 | 0,14 | 0,16 | 0,14 | 0,10 | 0,18 | 0,13 | 0,16 | 0,12 |
| 6,30 | 4,99 | 3,11 | 4,38 | 9,97 | 3,68 | 1,54 | 4,23 | 3,00 | 4,53 | 2,95 |
| 10,50 | 9,32 | 9,29 | 5,73 | 11,75 | 8,21 | 2,25 | 10,79 | 7,15 | 9,00 | 5,81 |
| 2,83 | 3,63 | 2,96 | 4,30 | 1,78 | 3,56 | 5,66 | 3,20 | 3,70 | 2,85 | 4,22 |
| 1,99 | 2,10 | 0,34 | 0,41 | 2,61 | 3,80 | 5,88 | 0,39 | 0,60 | 2,87 | 3,12 |
| 0,32 | — | 0,10 | 0,15 | 0,34 | 0,53 | 0,25 | 0,14 | 0,17 | 0,39 | 0,33 |
| 1,97 | 2,11 | 2,09 | 2,25 | 1,14 | 1,95 | 1,63 | 2,09 | 1,69 | 1,31 | 1,42 |
| 0,56 | 0,75 | 0,95 | 1,15 | 1,63 | 0,57 | 0,52 | 1,56 | 0,27 | 1,08 | 1,11 |
| 99,41 | 100,11 | 100,17 | 100,10 | 100,05 | 99,07 | 100,19 | 99,92 | 99,36 | 100,03 | 100,48 |
| 10 | 5 | 4,6 | 3,5 | 12 | 12 | 14 | 5,2 | 6 | 14 | 14 |
| 93 | 35 | 4,7 | 7,0 | 73 | 112 | 143 | 11 | 31 | 56 | 102 |
| 245 | 494 | 221,5 | 272 | 1328 | 1619 | 1333 | 80 | 350 | 440 | 595 |
| 800 | 735 | 258 | 344 | 827 | 848 | 683 | 230 | 180 | 585 | 510 |
| 176 | 59 | 258 | 73 | 432 | 15 | 8 | 26 | 22 | 25 | 19 |
| 65 | 27 | 44 | 27 | 159 | 12 | 5 | 22 | 13 | 30 | 22 |
| 49 | 33 | 36 | 56 | 50 | 17 | 6 | 32 | 29 | 48 | 23 |
| 388 | 271 | 287 | 206 | 210 | 172 | 93 | 210 | 210 | 285 | 130 |
| 23 | 20 | 5,6 | 12 | 15 | 23 | 45 | 5,67 | 8,4 | 15 | 29 |
| — | 30 | 42 | 27 | 54 | 50 | 89 | 15 | 16 | 29 | 43 |
| 33 | 29 | 14 | 25 | 19 | 28 | 40 | 11,5 | 9,3 | 19 | 25,6 |
| 25 | 18 | 20 | 21 | 17 | 22 | 20 | 21 | 18 | 25 | 35 |
| 2,7 | 2,5 | 3,93 | 3,4 | 2,3 | 2,9 | 2,6 | 1,08 | 1,9 | 1,8 | 3,5 |
| 82 | 85 | 57 | 75 | 135 | 107 | — | 7,0 | 59,5 | 31 | 117 |
| 5,3 | 6,0 | 4,0 | 2,4 | 8 | — | — | 0,8 | 5,40 | 3,7 | 6,4 |

оливиновый базальт (2) осевой зоны; 2, 3 — слабощелочной оливиновый базальт (10) и трахианделлит (1) осевой зоны; 7—9 — базальт (9), трахиандезит (10), делленит (22) южной зоны; верхнебазальты южной зоны; 12, 13 — толеитовый базальт (11) и андезитобазальт (4) осевой зоны; 14—17, 18 — низкокальциевый базальт (4) и андезит (4) осевой зоны; 19, 20 щелочной базальт (5) и трахидерзания петрогенных окислов — вес. %, редких элементов — г/т.

выми базальтами и в меньшей степени трахиандезитами (см. табл. 53). К южному флангу на фоне повышения щелочности резко возрастает роль наиболее кремнекислых дифференциатов — пироксеновых деленитов (табл. 53). Преимущественное распространение базальтов и деленитов определяет общую бимодальность состава дифференцированного комплекса.

Верхний базальтовый комплекс (4000 м) сформирован в условиях максимального растяжения. Ему свойственна четкая поперечная петрогеохимическая зональность (южная зона субщелочных базальтов, осевая — низкокальциевых роговообманковых толеитов, и северная — высококальциевых щелочных базальтов). Во всех трех зонах базальты составляют

85—90% всей массы пород, причем лейкократовые богатые плагиоклазом разновидности ($>50\%$ SiO_2) количественно резко подчинены.

Восточный сегмент, испытавший наименьшее растяжение, представляет зону восточного вырождения Черноморско-Аджаро-Триалетского рифта. При общем сокращении мощности палеогеновых отложений (до 4—5 км) вулканизм в этой зоне начинается позже и менее интенсивен. Образования, отвечающие первой стадии растяжения, представлены здесь терригенным флишем и туфогенными отложениями. Дифференцированный комплекс, соответствующий второй стадии рифтогенеза, почти полностью выклинивается. Вулканические серии верхнего комплекса (третья стадия) характеризуются повышением роли пород средней кремнекислотности и приобретают типичный известково-щелочной характер. Тем не менее поперечная зональность в верхнем комплексе восточного сегмента полностью сохраняется. В осевой зоне присутствуют роговообманковые и пироксен-роговообманковые толеиты и низкокальциевые андезиты, а на северном и южном флангах — соответственно шонитовые и субщелочные базальтовые серии (см. табл. 53).

Таким образом, нарастающее с востока на запад растяжение в Черноморско-Аджаро-Триалетском рифте сопровождается последовательной сменой характера магматизма от типичной известково-щелочной ассоциации восточного сегмента к базальтовым сериям западного сегмента и далее к базальтам глубоководной впадины Черного моря, которые входят в состав новообразованной океанической коры и встречаются в нижней части осадочного чехла.

Остановимся теперь более подробно на вопросах, связанных с продольной и поперечной зональностью.

Продольная зональность. Закономерное изменение состава базальтовых магм по мере нарастания интенсивности рифтогенеза наиболее отчетливо прослеживается на примере низкокальциевых зон восточного и западного сегментов Аджаро-Триалетии (третья стадия). К сожалению, сейчас отсутствует материал по базальтам Черного моря, но в качестве их геодинамических и петрогенетических аналогов могут быть рассмотрены толеиты абиссальной равнины Тирренского моря, по которым недавно был получен материал в достаточных количествах.

Низкокальциевые базальты осевой зоны восточной Аджаро-Триалетии были сформированы в условиях наименьшего растяжения. Они представлены низкомагнезиальными кварц-нормативными разностями обычно с фенокристаллами клинопироксена, роговой обманки и плагиоклаза. По петрохимическим и геохимическим особенностям (низкие содержания TiO_2 , Cr , Ni , относительно повышенные содержания Ba , Sr , K , Rb), тесной ассоциации с известково-щелочными сериями, известково-щелочному тренду на диаграмме *AFM* эти породы проявляют сходство с толеитами и низкокальциевыми базальтами зрелых стадий островных дуг.

Бедные K базальты западного сегмента сформированы в условиях начального спрединга. По сравнению с восточным в базальтах западного сегмента понижаются содержания K , Rb , возрастает отношение K/Rb и содержания Cr , Ni , тяжелых лантаноидов, т. е. проявляются тенденции приближения к составу океанических толеитов. Тем не менее в рассматриваемых породах продолжают сохраняться геохимические черты известково-щелочных серий островных дуг, что выражается пониженными содержаниями TiO_2 , высоким отношением Co/Ni , повышенными концентрациями Ba и Sr , характером кривой на *AFM* диаграмме.

Еще ближе к океаническим толеитам стоят оливиновые и кварц-нормативные толеиты абиссальной равнины Тирренского моря. В этих породах представлены только безводные фазы — клинопироксен, плагиоклаз, магнетит, оливин. По сравнению с осевыми базальтами западной Аджаро-Триалетии в них повышены содержания TiO_2 и понижены K , Rb , Ba , Sr , суммы редких земель, отвечая верхним пределам концентраций в океани-

ческих толеитах. Вместе с тем отмечается нехарактерное для последних обогащение легкими лантаноидами и тяготение фигуративных точек на диаграммах AFM , $FeO-FeO/MgO$ и TiO_2-FeO к трендам известково-щелочных ассоциаций. Таким образом, в рассмотренном процессе последовательной деструкции гранито-гнейсового фундамента удается проследить постепенное стремление базальтовых магм к составу океанических толеитов. Однако эти магмы все время сохраняют петрохимические и геохимические признаки базальтов островодужных серий.

Поперечная зональность. Наряду с отчетливым и закономерным изменением химизма магм вдоль простираения Аджаро-Триалетского рифта для последнего характерна четкая поперечная зональность, которая наиболее хорошо выражена для третьего базальтового комплекса, сформированного в период максимального растяжения. В этот период в западной Аджаро-Триалетии отчетливо выделяются три зоны: южная субщелочных базальтов, осевая толеитовая и северная щелочных калиевых анкармитов и базанитов.

Приведенные в табл. 53 данные показывают, что базальты каждой зоны различаются как по абсолютным содержаниям петрогенных и редких элементов, так и по трендам изменения этих содержаний в дифференциальном ряду.

Толеиты осевой зоны характеризуются максимальной глиноземистостью, пониженными концентрациями K , Rb , Ba , Sr , легких лантаноидов, хондритовой тенденцией распределения редких земель. Щелочные калиевые анкармиты северной зоны наиболее обогащены всеми литофильными элементами, за исключением легких лантаноидов, максимальные содержания которых установлены в субщелочных базальтах южной зоны. Для обеих фланговых серий характерно относительное обогащение легкими р.з.э.

Содержание Mg , Cr , Ni , Co является максимальным в анкармитах северной зоны, промежуточным в осевых толеитах и минимальным в субщелочных базальтах южного фланга, что, очевидно, обусловлено более высокой степенью их дифференцированности.

Следует подчеркнуть, что петрогеохимические различия между субщелочными базальтами южного фланга и осевыми толеитами унаследованы от более ранних этапов развития и могут быть прослежены в породах первого базальтового и второго дифференцированного комплексов, где они выражены менее резко.

Вместе с тем из приведенных данных видно, что базальты второго дифференцированного комплекса, сформированного в период ослабления растяжения, характеризуются повышенными содержаниями K и других литофильных элементов по сравнению с базальтами первого и третьего комплексов.

Калиевые анкармиты северной зоны относятся к редкой разновидности ультракалиевых базальтоидов с $K_2O > Na_2O$. Высокомagneзиальные калиевые анкармиты — типичные породы мел-палеогеновых окраинных и интрадуговых рифтов Средиземноморско-Бургасского прогиба, связанного с западной частью Черного моря и Талышского прогиба, восточным продолжением которого, видимо, является безграничная впадина Южного Каспия.

СРАВНИТЕЛЬНОЕ СОПОСТАВЛЕНИЕ ЧЕРНОМОРСКО-АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОГО РАЙОНА С ДРУГИМИ РИФТОВЫМИ СТРУКТУРАМИ

Наиболее интересно сопоставить Черноморско-Аджаро-Триалетский рифт с континентальными современными рифтовыми структурами, находящимися на разных стадиях развития рифтогенеза. С этой точки зрения

следует в первую очередь рассмотреть активные континентальные рифты Африки, Афарской депрессии и Красного моря как типичные примеры постепенного возрастания масштабов спрединга (табл. 54).

На начальных этапах (Африканские рифты) вулканические породы характеризуются высокими содержаниями щелочей и других литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr, TR_{Ce}, Nb, Ta, Zr, Hf и т. д.). Латеральная зональность в этот период проявлена слабо. Но с увеличением степени спрединга состав вулканических продуктов изменяется и появляются отчетливые признаки продольной и поперечной зональности. Например, в Афарской депрессии (см. табл. 54), в осевой зоне вулканические породы по многим признакам приобретают толеитовый характер (зона Эрта-Але). Наряду с общим понижением щелочности и особенно К отмечается уменьшение содержаний Rb, Ba, Sr, TR_{Ce}, Nb, Zr, Ti и др. Эти же особенности можно проследить при сопоставлении состава вулканических продуктов на островах Красного моря. Предполагается, что с юга на север в этом районе степень спрединга увеличивается [Gass e. a., 1973]. В этом же направлении закономерно изменяется и состав базальтов (см. табл. 54). На юге (о. Цукур Хениш) они имеют отчетливо выраженный щелочной характер, который в северном направлении постепенно сменяется сначала на переходный (о. Зубаир), а затем и на толеитовый (о. Джабел Таир). Наконец, при максимальном развитии рифтогенеза в осевой части на дне Красного моря появляются базальты, по особенностям петрохимического и редкоэлементного состава ничем не отличающиеся от пород, развитых в районах срединно-океанических хребтов.

Аналогичные примеры можно привести и для других рифтовых систем. В частности, магматизм осевой части депрессии Рио-Гранде (Сев. Америка) также характеризуется толеитовым составом, который на флангах приобретает субщелочной и щелочной характер (см. табл. 54).

В наиболее общем виде подобные закономерности хорошо известны и для районов с типично океанической корой. Например, расположенные на флангах срединно-океанических хребтов подводные возвышенности и острова характеризуются проявлениями щелочного магматизма (см. табл. 54).

Таким образом, из этого краткого обзора видно, что по тенденциям изменения состава вулканических продуктов во времени и пространстве (повсеместное распространение пород повышенной щелочности на ранних этапах рифтогенеза, уменьшение концентраций К и других «несовместимых» элементов при меньшей степени дифференцированности пород в осевых зонах, отчетливая бимодальность флангового вулканизма и увеличение роли более кислых пород в периоды замедления растяжений, формирование толеитов в осевой зоне на начальной стадии спрединга) Аджаро-Триалетский рифт обнаруживает большое сходство с упомянутыми выше континентальными структурами.

Вместе с тем вулканические породы Аджаро-Триалетского рифта имеют и существенные отличия, выражающиеся в резко пониженных содержаниях Ti, Nb, Ta, Zr, Hf, в зависимости концентраций этих элементов от щелочности пород, в небольшой величине отношения Ni/Co, в присутствии в значительных количествах водосодержащих минералов. Эти признаки приближают их к породам островодужных серий.

Уже указывалось, что отсутствие достаточного количества материала не позволяет пока сопоставить вулканизм Аджаро-Триалетии с вулканизмом современных окраинных и интрадуговых бассейнов. В самом общем виде среди последних можно выделить рифты, связанные с островными дугами различной зрелости и находящихся на различных стадиях развития — тыловые невулканические флишевые трюги, рифты на начальных стадиях спрединга (Нью Джорджия Соломоновых островов), интрадуговые рифты Новых Гебрид (г. Мурнах, Сундская дуга) и бассейны с обширными участками новой базальтовой коры (Лау, Вудларк). Судя по петро-

Состав основных типов базальтов некоторых континентальных и океанических рифтов

| Окисел | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 50,0 | 50,04 | 49,65 | 50,84 | 50,18 | 50,87 | 48,81 | 47,67 | 51,66 | 52,38 | 52,4 | 47,3 | 50,00 |
| TiO ₂ | 1,3 | 1,93 | 2,12 | 1,17 | 2,61 | 1,63 | 2,86 | 3,20 | 0,83 | 0,68 | 1,04 | 2,98 | 2,79 |
| Al ₂ O ₃ | 15,32 | 16,56 | 13,13 | 16,39 | 15,59 | 15,9 | 15,03 | 14,11 | 16,45 | 15,52 | 16,3 | 14,24 | 17,36 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,37 | 3,31 | 4,09 | 2,15 | 2,85 | 4,4 | 10,22 | 2,77 | 4,03 | 3,58 | 3,64 | 2,36 | 3,73 |
| FeO | 9,3 | 7,48 | 8,55 | 8,92 | 8,12 | 5,75 | 2,56 | 8,90 | 4,7 | 4,8 | 4,62 | 8,32 | 4,95 |
| MnO | 0,13 | 0,19 | 0,17 | 0,15 | 0,21 | 0,13 | 0,25 | 0,19 | — | — | — | 0,13 | — |
| MgO | 7,95 | 5,19 | 6,67 | 7,14 | 3,79 | 6,05 | 4,26 | 6,56 | 5,48 | 4,9 | 6,4 | 10,25 | 4,31 |
| CaO | 11,65 | 11,33 | 10,63 | 8,99 | 8,97 | 7,67 | 8,48 | 9,21 | 9,04 | 8,03 | 8,5 | 8,42 | 6,59 |
| Na ₂ O | 2,5 | 2,99 | 2,93 | 3,08 | 4,16 | 3,58 | 3,58 | 3,16 | 2,98 | 3,65 | 3,05 | 2,65 | 3,55 |
| K ₂ O | 0,04 | 0,35 | 0,75 | 0,58 | 1,08 | 1,73 | 1,33 | 3,58 | 2,94 | 4,73 | 2,53 | 1,7 | 2,95 |
| H ₂ O ⁺ | 0,58 | 0,38 | 0,35 | 0,47 | 0,42 | 0,83 | 1,03 | 0,37 | — | — | — | 0,74 | 0,97 |
| H ₂ O ⁻ | 0,29 | 0,25 | 0,34 | 0,15 | 0,34 | 0,50 | 1,02 | 0,17 | — | — | — | 0,53 | 0,59 |
| P ₂ O ₅ | 0,13 | — | 0,34 | 0,17 | 0,69 | 0,55 | 0,57 | 0,61 | 0,32 | 0,46 | 0,60 | 0,18 | 0,34 |
| Σ | 100,56 | 100,00 | 99,72 | 99,97 | 99,61 | 99,59 | 100,00 | 100,50 | 98,43 | 98,73 | 99,08 | 99,80 | 98,13 |
| Ni | 100 | 31 | 210 | 128 | — | 237 | 42 | 85 | 24 | 18 | 54 | 204 | 47 |
| Co | 47 | — | — | 44 | 52 | 39 | — | 45 | 20 | 20 | — | 44 | 34 |
| Cr | 375 | — | — | 295 | 85 | 198 | 300 | 312 | 77 | 40 | 147 | 368 | 109 |
| V | 305 | — | — | 200 | — | 197 | 320 | 258 | 200 | 190 | 214 | 118 | 140 |
| Rb | 2,3 | 7,3 | 5,2 | — | 23 | — | 30 | 135 | 73 | 170 | 62 | 57 | 102 |
| Sr | 89 | 240 | 241 | 520 | 360 | 1150 | 418 | 925 | 1140 | 1330 | 973 | 683 | 990 |
| Ba | 12 | 183 | — | 500 | 182 | 595 | 460 | 1120 | 832 | 1181 | 561 | 657 | 935 |
| Zr | 65 | 137 | — | 115 | 315 | 148 | 195 | 393 | 78 | 134 | 122 | 132 | 185 |
| La | 2,5 | — | 14 | — | 55 | 80 | 100 | 79,8 | 31 | 51 | — | 35 | 38 |
| Ce | 11 | — | 30 | — | — | — | 100 | 167 | 68 | 94 | — | — | — |
| Yb | 3,0 | — | 4,0 | 3 | — | 5 | 2 | 3,1 | — | — | — | — | — |
| Y | 57 | 28 | — | 33 | 39 | 52 | 31 | 35,7 | 15 | 14 | 18 | 16 | 20 |
| Nb | — | 11 | — | — | 43 | — | 110 | — | — | — | — | — | — |

Примечание. 1 — толентовый базальт Красного моря [Gass e. a., 1973]; 2 — толентовый базальт о. Джебел-Таир [Gass e. a., 1973]; 3 — толентовый базальт депрессии Афар [Coleman, Petegman, 1975]; 4 — толентовый базальт депрессии Рио-Гранде [Lipman, 1969]; 5 — переходный базальт о. Зубаир [Gass e. a., 1973]; 6 — слабощелочной базальт депрессии Рио-Гранде [Lipman, 1969]; 7 — щелочной базальт Аден — Малый Аден [Cox e. a., 1970]; 8 — калиевый базальт Западно-Африканского рифта [Белоусов и др., 1974]; 9, 10 — трахибазальт и лейцитовый базальт Эоловой дуги [Keller, 1974]; 11 — шононит Папуа [Jakes, White, 1971]; 12, 13 — калиевый пикрит и щелочной базальт о. Гоф [Le Maitre, 1962]. Петрогенные окислы — вес.%; редкие элементы — г/т.

химической характеристике, можно отметить, что вулканизм на начальных стадиях спрединга представлен преимущественно субщелочными и щелочными базальтами, пикрит-базальтами и базанитами с низкими содержаниями TiO_2 , которые по трендам дифференциации обнаруживают сходство с базальтами Аджаро-Триалетского рифта. Следует отметить, что лишь оливиновые лейцититы (Муриах, Сундская дуга) являются ультракалиевыми породами, сходными с базальтами и базанитами северного фланга Аджаро-Триалетии.

Недавно появились геохимические данные по вулканическим породам бассейна Лау, расположенному между островами, входящими в островную дугу Тонга-Кермадек на востоке и островами хр. Лау-Колвилл на западе [Hawkins, 1976]. Комплекс разнообразных данных о характере вулканизма свидетельствует о том, что около 5 млн. лет хребты Тонга-Кермадек и Лау-Колвилл представляли собой единое целое, затем начался рифтогенез, сопровождавшийся расхождением хребтов с образованием бассейна Лау с новообразованной корой. По геохимической характеристике базальты бассейна Лау имеют промежуточный характер между океаническими и островодужными толеитами [Hawkins, 1976; Gill, 1976]. От океанических толеитов они отличаются более высокими содержаниями Ba, легких лантаноидов, возможно, щелочей и воды, большей величиной отношения $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ($\sim 0,7035$) и более низкими концентрациями Y, тяжелых лантаноидов, Ti, Zr, Hf.

Таким образом, приведенные данные позволяют предполагать, что интрадуговые бассейны типа Черноморско-Аджаро-Триалетского, могли возникать в тыловых частях островных дуг в результате процессов растяжения. Однако в островодужных ситуациях, по всей вероятности, процессы, вызывающие растяжение континентальной коры, происходят на гораздо меньших глубинах по сравнению с областями континентальных рифтовых зон, что хорошо подчеркивается отмеченными выше геохимическими различиями магматических пород этих двух районов.

В заключение отметим, что, несмотря на принципиальную возможность возникновения интрадуговых и окраинных бассейнов в результате растяжения, видимо, рано еще говорить об окончательном решении вопроса по поводу их генетической природы. До получения дополнительной информации о современных окраинных морях (таких, как Охотское, Японское и др.), очевидно, не следует отвергать и другие представления о возможных способах их образования и, в частности, взгляды о реликтовой океанической природе их коры.

Глава VIII

О НЕКОТОРЫХ ПРОБЛЕМАХ ФОРМИРОВАНИЯ КОРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА

В предыдущих разделах мы рассмотрели некоторые проблемы, связанные с процессами развития современного вулканизма в островных дугах. Было показано, что островодужный магматизм характеризуется рядом специфических геохимических черт, присущих только ему одному (сосуществование серий различной щелочности, широкое развитие кислых пород, низкие содержания элементов группы Ti, Ni, Cr, небольшая величина отношения Ni/Co и т. д.). По этим признакам можно довольно уверенно среди древних толщ выделять вулканы, которые формировались в условиях режима островных дуг. Известно, что этот режим является одним из основных этапов в ходе развития складчатых областей и отно-

сится главным образом к средним стадиям. Для более ранних стадий характерен иной тип вулканизма, который развивается в океанической обстановке. На современном эрозионном срезе реликты древней океанической коры присутствуют в зонах эвгеосинклиналей как главные составные части офиолитовых комплексов. Некоторые проблемы, связанные с формированием офиолитов, были рассмотрены нами ранее. Теперь мы более подробно остановимся на закономерностях распределения редких элементов в магматических породах современных океанов с целью использования полученных данных палеотектонических реконструкций в областях развития древних вулканических толщ.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Обобщенные результаты по изучению пород дна океанов как путем драгирования, так и глубоководного бурения, приведены в табл. 55, 56, составленных нами совместно с М. И. Кузьминым.

В табл. 55, где дается характеристика ультраосновных пород, для сравнения использованы также имеющиеся материалы по континентальным гипербазитам, входящим обычно в состав офиолитовых поясов. В основу классификации ультрабазитов нами были положены две особенности их вещественного состава. Во-первых, учитывалось соотношение калиевого и феррического компонентов, для чего использовался коэффициент, предложенный Л. В. Дмитриевым (1972). По этому признаку все породы были разбиты нами на три группы ($K_D < 50$, $50 < K_D < 55$ и $K_D > 55$). Во-вторых, внутри каждой из групп гипербазиты были разделены на подгруппы по величине их коэффициента железистости, который после работ А. Миясиро, широко используется в петрологии.

Анализ данных, приведенных в табл. 55, позволяет отметить следующие две главные особенности: 1) для континентальных и в меньшей степени для океанических гипербазитов характерны довольно широкие колебания вещественного состава по двум вышеуказанным параметрам. Интересно также, что эти вариации сохраняются и для каждого отдельно взятого массива; 2) каких-либо существенных отличий в составе океанических и континентальных гипербазитов ни по петрогенным, ни по редким элементам не наблюдается. Отсутствие океанических ультраосновных пород с $K_D > 55$, очевидно, связано с недостаточной представительностью использованного нами материала. Этим же, видимо, объясняется и отсутствие каких-либо закономерностей в распределении редких элементов в зависимости от петрохимического типа пород. Следует полагать, что увеличение количества фактических данных, повышение чувствительности и точности методов анализа, особенно на литофильные редкие элементы, позволят установить эти закономерности. Незначительный объем фактического материала существует и по вещественному составу продуктов переработки гипербазитов (метасоматической, в результате их взаимодействия с базальтовыми расплавами и т. д.), а также по составу разнообразных габброидов. Некоторые данные по этому вопросу были приведены нами в табл. 2.

Значительно лучше обстоит дело с проблемой состава океанических базальтов. Данные по составу базальтов ложа океана приведены в табл. 56.

Обобщение материалов табл. 56 проводилось на основе использования трех основных петрохимических параметров. Сначала для каждого конкретного района проводилось разделение базальтов по содержанию SiO_2 . Затем внутри каждой из групп одинаковой кремнекислотности выделялись подгруппы с определенным коэффициентом железистости и, наконец, последние разделялись по величине отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. В дальнейшем

Петрогеохимическая характеристика океанических

| Компонент | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 45,50 | 44,71 | 45,41 | 44,60 | 45,7 | 48,58 | 45,39 | 46,63 | 46,46 |
| TiO ₂ | 0,25 | 0,21 | 0,15 | 0,05 | 0,2 | 0,05 | 0,40 | 0,34 | 0,19 |
| Al ₂ O ₃ | 3,47 | 2,12 | 1,90 | 2,23 | 3,7 | 1,98 | 5,02 | 3,02 | 3,58 |
| Fe _{общ} | 8,23 | 7,96 | 8,57 | 8,90 | 9,1 | 10,08 | 12,74 | 11,65 | 11,40 |
| MgO | 37,76 | 42,21 | 41,67 | 41,85 | 38,4 | 33,52 | 26,41 | 34,23 | 32,97 |
| CaO | 3,46 | 1,87 | 1,89 | 2,26 | 2,3 | 5,45 | 9,04 | 4,79 | 5,10 |
| MnO | 0,12 | 0,11 | 0,11 | 0,12 | 0,1 | 0,15 | 0,27 | 0,18 | 0,21 |
| Na ₂ O | 0,19 | 0,68 | 0,17 | 0,20 | 0,3 | 0,15 | 0,32 | 0,15 | 0,49 |
| K ₂ O | 0,03 | 0,10 | 0,03 | 0,03 | 0,1 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,18 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | — | — | — | — | — | — | — | 0,01 |
| K | — | 800 | 210 | — | 250 | 70 | 86 | — | — |
| Rb | — | 3,4 | 0,75 | — | 0,52 | 0,5 | 0,36 | — | — |
| Ba | 3,0 | 33 | 7,5 | — | 7,7 | 9 | 7,5 | — | — |
| Sr | 75 | 43 | 18 | — | — | 8 | 18,5 | — | — |
| Ni | 2690 | 2500 | 2000 | — | 2500 | 775 | 820 | — | — |
| Co | 90 | 112 | 134 | — | 117 | 98 | 108 | — | — |
| Cr | 4190 | 3000 | 3200 | — | 440 | 2412 | 1512 | — | — |
| V | 88 | 90 | 70 | — | 47 | 69 | 116 | — | — |
| La | — | 2,5 | 0,94 | — | — | — | — | — | — |
| Ce | 1,51 | 4,7 | 1,6 | — | 1,51 | 0,13 | 0,27 | — | — |
| Eu | 0,16 | 0,12 | 0,15 | — | 0,16 | 0,07 | 0,14 | — | — |
| Y | <20 | 1,8 | 1,4 | — | — | — | — | — | — |
| Yb | <2 | 1,1 | 0,43 | — | 0,8 | — | — | — | — |
| Zr | <20 | 50 | 35 | — | — | — | — | — | — |
| Nb | — | 6,7 | 3,6 | — | — | — | — | — | — |
| K _D | <50 | | ≥50 | | ≤50 | | | <50 | |
| K _{Fe} | <10 | | <10 | | 10—15 | | | >15 | |

Примечание. 1 — океанические гипербазиты Индийского и Атлантического океана; шпинелевые перидотиты [Лутц, 1975]; 4 — шпинелевые перидотиты [Green, 1972]; 5 — океанические габбро [Зоненшайн, Кузьмин, 1978], Пиндоса [Montigny e. a., 1973], Тропоса [Мурс, Вайн, 1973], Пиндоса [Montigny e. a., 1973], Дальнего Востока [Зимин, 1976]; 8, 9 — Коматититы [Green, 1972]; 1973], Камчатка [Пополитов, Волынец, 1976, а], Тропоса [Мурс, Вайн, 1973], Дальнего Востока [Зимин, 1976]; 12 — альпинитовые гипербазиты [Лутц, 1975]; 13, 16 — древние гипербазиты [Пиндоса [Montigny e. a., 1973], Северо-Востока СССР [Пинус и др., 1973], Тропоса [Мурс, Вайн, 1973], Камчатка [Пополитов, Волынец, 1976]; 17, 19 — гипербазиты Дальнего Востока [Зимин, 1976]; на [Пинус и др., 1973]; Пополитов, Волынец, 1976; Мурс и др., 1973; Савельев и др., 1977; Добре-FeO+Fe₂O₃), ат. кол.; Fe_{общ} как Fe₂O₃.

составы базальтов с одинаковыми петрохимическими параметрами из разных регионов усреднялись как в отношении петрогенных, так и редких элементов.

Анализ данных табл. 56 позволяет отметить следующие моменты.

1. Наиболее распространены в современных океанах толеитовые базальты. В зависимости от геолого-тектонической обстановки их геохимическая специфика несколько различается. В первом приближении по составу можно выделить три типа таких базальтов: а) примитивные толеиты срединно-океанических хребтов, которые по данным глубоководного

и континентальных гипербазитов

| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 |
|-----------------------|-------|-------|-------|--------------------------|-------|-------|-------|-----------|-------------|
| 45,00 | 43,86 | 43,55 | 44,40 | 45,10 | 43,37 | 43,69 | 41,50 | 41,58 | 39,21 |
| 0,1 | 0,12 | 0,08 | 0,05 | 0,14 | 0,08 | 0,15 | 0,75 | 0,03 | 0,27 |
| 1,7 | 1,21 | 1,49 | 1,05 | 2,82 | 1,59 | 1,81 | 1,83 | 0,53 | 1,21 |
| 9,2 | 9,15 | 8,44 | 8,01 | 10,89 | 11,06 | 11,18 | 18,32 | 8,81 | 17,40 |
| 42,6 | 44,06 | 44,43 | 45,25 | 41,27 | 41,52 | 42,43 | 34,55 | 48,35 | 40,62 |
| 0,7 | 1,16 | 1,06 | 0,86 | 1,08 | 1,81 | 0,89 | 4,13 | 0,31 | 0,92 |
| 0,10 | 0,15 | 0,11 | 0,12 | 0,23 | 0,17 | 0,13 | 0,25 | 0,12 | 0,22 |
| 0,2 | 0,12 | 0,05 | 0,05 | 0,50 | 0,11 | 0,07 | 0,19 | 0,04 | 0,18 |
| 0,1 | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,05 | 0,04 | 0,02 | 0,11 |
| — | — | — | — | — | — | — | 0,02 | — | 0,06 |
| 208 | — | 58 | — | 280 | 140 | — | — | 140 | — |
| 0,54 | 0,55 | 0,24 | — | 0,4 | 0,35 | — | — | 0,5 | — |
| 10,2 | 22 | 2,6 | — | — | 2 | — | — | 17 | — |
| — | 10 | 2,8 | — | 8 | 10 | — | — | 10 | — |
| 2100 | 2490 | 2000 | — | 1858 | 2100 | — | — | 2440 | — |
| 121 | 116 | 110 | — | — | 110 | — | — | 110 | — |
| 3400 | 3060 | 2470 | — | 3120 | 1970 | — | — | 2000 | — |
| 42 | 48 | 50 | — | — | 30 | — | — | 42 | — |
| — | 0,015 | 0,5 | — | — | — | — | — | — | — |
| 0,17 | 0,04 | 0,9 | — | — | 0,04 | — | — | — | — |
| 0,02 | 0,06 | 0,03 | — | — | 0,005 | — | — | — | — |
| — | 0,7 | 1,22 | — | — | 0,5 | — | — | 0,17 | — |
| 0,1 | 0,2 | 0,16 | — | — | 0,05 | — | — | 0,02 | — |
| — | 6 | 33 | — | — | 3 | — | — | 0,8 | — |
| — | — | 0,3 | — | — | — | — | — | — | — |
| $50 \leq K_D \leq 55$ | | | | $50 \leq K_D \leq 55$ | | | | ≥ 55 | ≥ 55 |
| ≤ 10 | | | | $10 \leq K_{Fe} \leq 15$ | | | | ≥ 15 | ≥ 15 |
| | | | | | | | | $< 0,10$ | $\geq 0,15$ |

нов [Фишер, Энгель, 1970; Бонатти и др., 1973]; 2 — гранатомые перидотиты [Лутц, 1975]; 3 — перидотиты Индийского и Атлантического океанов [Дмитриев, 1973]; 6 — перидотиты Мон-Полярного Урала [Савельев и др., 1977]; 7 — перидотиты Монголии [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]; 10 — перидотиты Монголии [Зоненшайн, Кузьмин, 1978]; Северо-Востока СССР [Шинус и др., 1973]; 11 — Полярного Урала [Савельев и др., 1977], Западного Саяна [Добрецов, По-Глазунов, 1977]; 14 — океанические гипербазиты [Aumento, 1969; Бонатти и др., 1973]; 15 — пе-и др., 1973], Полярного Урала [Савельев и др., 1977], Дальнего Востока [Зимин, 1976], Западного 18 — гипербазиты Северо-Востока СССР, Камчатки, Трелоса, Полярного Урала, Западного Сая-нов, Повомарева 1977]; петрогенные окислы — вес. %; редкие элементы — г/т. $K_D = (MgO + FeO +$

бурения слагают основную массу пород океанической коры. По составу это довольно однообразные в геохимическом отношении породы. Они характеризуются крайне низкими концентрациями всех литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr, TR и т. д.), аномально высоким отношением K/Rb, низкими отношениями Ba/Sr и La/Yb и т. д.

б) толеитовые базальты океанических островов, яркими представителями которых могут являться базальты Исландии и Гавайских островов. В отличие от базальтов срединно-океанических хребтов эти породы имеют более высокие содержания литофильных редких элементов

Петрогеохимическая характеристика

| Окисел | Срединно-океанические | | | | | | | |
|--|-----------------------|----------|----------|----------|-------|--------------|----------|--|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | |
| SiO ₂ | 45,94 | 50,4 | 48,50 | 49,33 | 49,4 | 50,0 | 49,91 | |
| TiO ₂ | 0,51 | 0,99 | 0,80 | 1,24 | 1,48 | 1,30 | 1,65 | |
| Al ₂ O ₃ | 13,36 | 15,84 | 18,15 | 15,61 | 15,96 | 15,31 | 15,19 | |
| Fe ₂ O ₃ } FeO } | 9,80 | 9,08 | 7,44 | 8,98 | 8,49 | 1,37 9,30 | 10,39 | |
| MnO | 0,14 | 0,15 | 0,11 | 0,16 | 0,13 | 0,13 | 0,16 | |
| MgO | 14,70 | 8,81 | 7,55 | 8,48 | 7,80 | 7,95 | 7,33 | |
| CaO | 10,37 | 12,11 | 13,46 | 11,44 | 11,75 | 11,62 | 11,48 | |
| Na ₂ O | 1,86 | 2,20 | 2,21 | 2,57 | 2,56 | 2,50 | 2,70 | |
| K ₂ O | 0,14 | 0,08 | 0,14 | 0,24 | 0,57 | 0,04 | 0,12 | |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | | 0,04 | 0,13 | 0,25 | 0,13 | 0,12 | |
| П. п. п. | 2,84 | — | 2,04 | 0,65 | 0,56 | 0,87 | 0,52 | |
| Σ | 99,68 | 99,66 | 100,44 | 98,83 | 98,95 | 100,56 | 99,57 | |
| Rb | 1,8 | — | 1,6 | 1,5 | 5 | 2,3 | 0,1 | |
| Ba | 32 | 16 | 27 | 21 | 153 | 12 | 11 | |
| Sr | 90 | 114 | 107 | 111 | 313 | 89 | 127 | |
| Ni | 472 | 182 | 112 | 130 | 118 | 100 | 95 | |
| Co | 110 | 54 | 55 | 44 | 46 | 47 | — | |
| Cr | 1110 | 592 | 358 | 294 | 296 | 375 | 260 | |
| V | 180 | 256 | 194 | 300 | 224 | 305 | 338 | |
| La | 1,7 | 1,7 | 2,2 | 2,0 | 12,7 | 2,5 | 3,3 | |
| Ce | 4,6 | 5,8 | 5,9 | 3,5 | 29,2 | 11 | 11,1 | |
| Nd | — | 6,0 | 9,4 | 6,7 | 14,3 | — | 10,9 | |
| Eu | 0,54 | 0,74 | 0,61 | 0,6 | 1,2 | — | 1,28 | |
| Yb | 1,4 | 2,4 | 2,3 | 2,0 | 1,8 | 3,0 | 3,8 | |
| Y | 15,9 | 24,2 | 21,0 | 43,0 | 25,0 | 57,0 35 | 41,0 | |
| Zr | 40 | 57 | 50 | 101 | 112 | | 117 | |
| Hf | — | 1,7 | — | — | — | — | 2,8 | |
| Nb | — | — | — | — | — | — | 1,6 | |
| Ta | — | — | — | — | — | — | — | |
| Cu | 86 | — | 82 | 79 | 12 | — | 12 | |
| Zn | — | — | — | 100 | 70 | — | 115 | |
| Pb | — | — | — | 1,6 | — | — | — | |
| Sn | — | — | — | — | — | — | 1,0 | |
| SiO ₂ | | | | | | ≤50 | | |
| KFe | <0,3 | 0,3—0,4 | | | | | | |
| K ₂ O/Na ₂ O× ×10, вес. % | 0,75—1,0 | 0,25—0,5 | 0,5—0,75 | 0,75—1,0 | >2 | <0,25 | 0,25—0,5 | |
| n | 8 | 28 | 27 | 47 | 7 | 3 | 9 | |

вулканических пород мирового океана

хребты

| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 |
|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|--------|
| 50,14 | 49,55 | 49,12 | 49,32 | 49,69 | 49,2 | 49,48 | 39,30 | 39,14 |
| 1,40 | 1,44 | 1,05 | 3,40 | 2,36 | 2,50 | 2,09 | 3,78 | 3,32 |
| 15,65 | 15,96 | 15,47 | 15,68 | 13,39 | 13,18 | 15,01 | 10,38 | 8,06 |
| | | | | | | | | 13,43 |
| 9,84 | 11,37 | 9,14 | 12,20 | 13,06 | 3,40 | 10,92 | 13,36 | |
| | | | | | 9,87 | | | |
| 0,20 | 0,18 | 0,16 | 0,29 | 0,20 | 0,19 | 0,18 | 0,19 | 0,19 |
| 7,87 | 7,80 | 7,46 | 7,32 | 6,25 | 6,10 | 5,66 | 14,80 | 19,86 |
| 11,66 | 11,26 | 12,50 | 6,72 | 10,43 | 9,92 | 11,12 | 13,86 | 12,68 |
| 2,61 | 2,77 | 2,38 | 3,48 | 2,79 | 2,67 | 2,80 | 2,45 | 1,85 |
| 0,17 | 0,22 | 0,27 | 0,88 | 0,13 | 0,24 | 0,72 | 1,04 | 0,97 |
| 0,11 | 0,14 | 0,10 | 0,13 | 0,24 | 0,24 | 0,25 | 0,87 | 0,52 |
| — | — | 2,20 | 2,68 | 1,89 | 2,53 | 0,89 | — | — |
| 99,65 | 100,69 | 99,85 | 102,28 | 100,43 | 100,07 | 99,12 | 100,02 | 100,02 |
| 1,5 | 3,5 | 3,9 | — | 2,5 | 5 | 5,5 | 26 | 24 |
| 22 | 14,2 | 57 | 35 | 18 | 30 | 71 | 476 | 298 |
| 129 | 113 | 118 | — | 95 | 162 | — | 1009 | 622 |
| 113 | 160 | 99 | — | 45 | 115 | — | 333 | 594 |
| 41 | — | 84 | — | 34 | — | — | 77 | 97 |
| 302 | — | 305 | — | 155 | 108 | — | 494 | 876 |
| 312 | — | 280 | 2 | 400 | 470 | — | — | — |
| 3,5 | 2,9 | 4,1 | 6,0 | 5,8 | 12,5 | 3,0 | — | — |
| 11,1 | 9,8 | 10,0 | 18,0 | 16,0 | 21 | 11 | — | — |
| 10,4 | 9,4 | 5,5 | 15,0 | 14,1 | 16,1 | 2,7 | — | — |
| 1,35 | 1,24 | 0,89 | 1,8 | 1,16 | 1,16 | 1,18 | — | — |
| 3,3 | 3,7 | 2,4 | 5,1 | 4,8 | 2,9 | 3,7 | — | — |
| 33,0 | — | 23,8 | — | 50,4 | 50,0 | 42,6 | — | — |
| 95 | — | 65 | 150 | 142 | 200 | 118 | — | — |
| — | — | 1,4 | — | 3,4 | — | 2,7 | — | — |
| — | — | 1,1 | 7,1 | 4,6 | — | 1,5 | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 95 | — | 68 | — | 24 | 14 | 95 | 73 | 56 |
| 40 | — | — | — | 108 | 127 | 127 | — | — |
| 2,2 | — | — | — | — | — | — | 1,7 | 2,2 |
| 1,0 | — | 0,5 | — | 1,8 | — | 1,1 | — | — |

<40

| 0,4—0,5 | | | | 0,5—0,6 | | | 0,2—0,4 | |
|----------|----------|--------|----|----------|----------|----|---------|-----|
| 0,5—0,75 | 0,75—1,0 | 1—1,25 | >2 | 0,25—0,5 | 0,75—1,0 | >2 | 2—5 | 5—8 |
| 416 | 104 | 81 | 2 | 9 | 3 | 5 | 10 | |

| Оксид | Оксиды | | | | | | | | |
|---|---------|-------|--------|---------|-------|-------|---------|---------|--------|
| | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 |
| SiO ₂ | 44,61 | 43,14 | 43,76 | 44,42 | 43,68 | 42,6 | 42,80 | 48,29 | 47,95 |
| TiO ₂ | 2,33 | 2,94 | 2,89 | 3,45 | 3,95 | 5,0 | 4,41 | 0,88 | 1,72 |
| Al ₂ O ₃ | 13,35 | 11,23 | 11,62 | 13,45 | 14,54 | 13,0 | 14,91 | 16,49 | 13,34 |
| Fe ₂ O ₃ | 13,22 | 3,02 | 2,37 | 13,70 | 12,92 | 2,0 | 5,57 | 2,40 | 12,95 |
| FeO | — | 9,13 | 9,35 | — | — | 11,4 | 10,26 | 7,24 | — |
| MnO | 0,18 | 0,18 | 0,19 | 0,17 | 0,20 | 0,20 | 0,36 | 0,15 | 0,16 |
| MgO | 10,93 | 13,08 | 13,49 | 8,90 | 6,58 | 10,8 | 5,04 | 8,85 | 10,72 |
| CaO | 11,60 | 11,66 | 10,93 | 11,52 | 12,03 | 9,0 | 8,07 | 13,33 | 11,16 |
| Na ₂ O | 2,44 | 2,82 | 2,45 | 3,26 | 3,86 | 2,60 | 2,70 | 2,21 | 2,05 |
| K ₂ O | 0,39 | 1,00 | 1,40 | 0,59 | 1,36 | 1,6 | 0,25 | 0,09 | 0,27 |
| P ₂ O ₅ | 0,30 | 0,59 | 0,53 | 0,54 | 0,86 | 0,5 | 0,52 | 0,05 | 0,14 |
| П. п. п. | 1,08 | 0,75 | 1,09 | — | — | 1,7 | 4,87 | 0,42 | 0,14 |
| Σ | 100,43 | 99,54 | 100,07 | 100,00 | 99,88 | 100,4 | 99,78 | 100,40 | 100,60 |
| Rb | 24 | 31 | 34 | 60 | 40 | 42 | 1,0 | 4,5 | 7,0 |
| Ba | 239 | 514 | 454 | 355 | 585 | — | 164 | 60 | 76 |
| Sr | 423 | 780 | 555 | 648 | 1210 | 598 | 226 | 136 | 242 |
| Ni | 300 | 385 | 357 | 165 | 91 | 232 | 23 | 112 | 176 |
| Co | — | 73 | 88 | — | 60 | — | — | — | 45 |
| Cr | 377 | 455 | 885 | 268 | 150 | — | — | 462 | 285 |
| V | 225 | 250 | 296 | — | 425 | — | — | 223 | 342 |
| La | — | 11,0 | — | — | — | — | — | — | 9,5 |
| Ce | — | 23,5 | — | — | — | — | — | — | 22,3 |
| Nd | — | 13,8 | — | — | — | — | — | — | 12,6 |
| Eu | — | 1,2 | — | — | — | — | — | — | 1,4 |
| Yb | — | 1,3 | — | — | — | — | — | — | — |
| Y | 35 | 31 | 35 | — | 26 | — | 57 | 20 | 2,6 |
| Zr | 92 | 151 | 205 | — | 92 | — | 361 | 66 | 168 |
| Hf | — | 3,4 | — | — | — | — | — | — | — |
| Nb | — | 38 | — | — | — | — | 40 | — | 13 |
| Ta | — | 1,0 | — | — | — | — | — | — | — |
| Cu | 83 | 67 | 73 | 85 | 66 | — | 43 | 76 | 136 |
| Zn | — | 88 | 95 | — | — | — | 143 | 56 | 95 |
| Pb | 4 | 2,4 | 1,3 | 2,0 | 2,1 | — | — | — | 3,5 |
| Sn | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| SiO ₂ | 40—45 | | | | | | | | |
| K _{Fe} | 0,2—0,4 | | | 0,4—0,6 | | | 0,6—0,8 | 0,2—0,4 | |
| K ₂ O/Na ₂ O·10, вс. % | 1—2 | 2—5 | 5—8 | 1—2 | 2—5 | 5—8 | <1 | <1 | 1—2 |
| n | 2 | 95 | 10 | 2 | 55 | 2 | 1 | 9 | 16 |

острова

| 26 | 27 | 28 | 29 | 30 | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 |
|-------|--------|--------|---------|--------|-------|--------|---------|-------|--------|---------|-------|--------|
| 46,68 | 46,10 | 48,81 | 48,80 | 48,12 | 47,88 | 47,56 | 48,59 | 46,81 | 49,49 | 50,96 | 53,34 | 51,43 |
| 2,16 | 2,80 | 1,65 | 2,38 | 2,96 | 3,11 | 2,94 | 2,92 | 2,76 | 2,97 | 2,40 | 2,27 | 2,28 |
| 10,27 | 12,53 | 15,14 | 14,21 | 14,70 | 15,27 | 17,76 | 15,78 | 16,20 | 17,19 | 13,37 | 14,11 | 17,22 |
| 2,82 | 1,89 | 2,93 | 3,49 | 2,65 | 3,09 | 7,22 | 13,37 | 6,41 | 2,97 | 2,90 | 2,50 | 3,12 |
| 9,14 | 9,46 | 8,65 | 8,59 | 9,11 | 7,90 | 3,32 | | 5,00 | 8,33 | 8,62 | 7,26 | 5,20 |
| 0,16 | 0,14 | 0,19 | 0,19 | 0,17 | 0,12 | 0,15 | 0,21 | 0,28 | 0,18 | 0,15 | 0,17 | 0,15 |
| 16,78 | 12,79 | 7,80 | 7,75 | 7,02 | 6,98 | 4,65 | 4,23 | 3,54 | 4,03 | 8,33 | 5,04 | 3,98 |
| 8,92 | 8,85 | 11,89 | 10,71 | 10,01 | 9,40 | 6,50 | 10,07 | 6,92 | 8,06 | 10,06 | 7,90 | 7,47 |
| 2,00 | 2,67 | 2,16 | 2,26 | 3,05 | 2,97 | 3,28 | 3,16 | 4,57 | 4,01 | 2,17 | 3,66 | 3,78 |
| 0,57 | 1,64 | 0,19 | 0,37 | 0,92 | 1,90 | 3,19 | 0,54 | 1,66 | 2,10 | 0,36 | 1,53 | 2,63 |
| 0,28 | 0,38 | 0,14 | 0,26 | 0,43 | 0,32 | 0,46 | 0,46 | 1,06 | 0,71 | 0,22 | 0,98 | 0,56 |
| 0,13 | 0,99 | 0,54 | 1,71 | 1,30 | 0,93 | 3,05 | 0,87 | 3,15 | 0,54 | 0,41 | 0,58 | 2,30 |
| 99,91 | 100,24 | 100,09 | 100,72 | 100,44 | 99,87 | 100,08 | 100,20 | 98,36 | 100,31 | 99,95 | 99,39 | 100,06 |
| 19,5 | 41 | 2,9 | 7,2 | 22 | 63 | 188 | 16 | 31 | 73 | 4,4 | 22 | 85 |
| 243 | 620 | 60 | 127 | 306 | 589 | 1050 | 248 | 490 | 535 | — | 438 | 716 |
| 383 | 569 | 88 | 288 | 490 | 641 | 850 | 249 | 475 | 640 | 158 | 507 | 1080 |
| 380 | 369 | 104 | 92 | 103 | 87 | 61 | 29 | 45 | 25 | 61 | 65 | 41 |
| 76 | 73 | 45 | 50 | 41 | 40 | 20 | 37 | 80 | — | — | 39 | 29 |
| 664 | 760 | 224 | 160 | 150 | 146 | 220 | 67 | 8 | — | 152 | 62 | 66 |
| 222 | 140 | 314 | 455 | 340 | 154 | 90 | 368 | — | 245 | 311 | 242 | 110 |
| | 40 | 6,3 | 13 | 22 | 33 | 30 | 33 | 75 | — | — | 21,5 | 45 |
| 90 | — | 17,2 | 29 | 86 | — | — | 70 | — | — | — | 40 | — |
| 35 | — | 12,2 | 18 | 35 | — | — | 43 | — | — | — | 19 | — |
| — | — | 1,3 | 1,9 | 2,2 | — | — | 3,6 | — | — | — | 1,4 | — |
| — | — | 3,6 | 3,2 | 3,1 | — | — | 5,2 | — | — | — | 3,0 | — |
| 21 | 15 | 22,5 | 50 | 34 | 30 | 16 | 55 | 60 | 51 | 26,4 | 31 | 20 |
| 176 | 110 | 99 | 161 | 238 | 183 | 152 | 312 | 340 | 325 | 128 | 332 | 235 |
| — | — | 4,9 | 4,9 | 3,2 | — | — | — | 4,3 | — | — | — | — |
| 23 | — | 86 | 18 | 32 | — | — | 36 | 58 | — | — | 25 | — |
| — | — | 1,4 | 1,6 | 1,9 | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 83 | — | 121 | 140 | 88 | — | — | 71 | 42 | — | 94 | 88 | 185 |
| 100 | — | 86 | 127 | 101 | — | — | 140 | 130 | — | 101 | 227 | — |
| 2,0 | — | 4,5 | 3,7 | 3,9 | 1,8 | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 45—50 | | | | | | | | | | | | |
| | | | 0,4—0,6 | | | | 0,6—0,8 | | | 0,4—0,6 | | |
| 2—5 | 5—8 | <1 | 1—2 | 2—5 | 5—8 | >8 | 1—2 | 2—5 | 5—8 | 1—2 | 2—5 | 5—8 |
| 37 | 6 | | 426 | 230 | 8 | 2 | 9 | 6 | 1 | 41 | 3 | 4 |

| Оксиды | Океанические | | | | | | | | | |
|--|--------------|--------|---------|--------|--------|---------|--------|--------|-------|--|
| | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 | 46 | 47 | |
| SiO ₂ | 53,74 | 52,99 | 52,58 | 53,05 | 53,80 | 57,95 | 58,49 | 57,70 | 56,30 | |
| TiO ₂ | 1,84 | 2,29 | 2,11 | 2,18 | 1,46 | 1,44 | 0,95 | 0,69 | 0,50 | |
| Al ₂ O ₃ | 18,92 | 15,77 | 18,52 | 17,44 | 15,60 | 14,30 | 19,26 | 17,13 | 21,30 | |
| Fe ₂ O ₃ | 7,29 | 11,95 | 8,42 | 3,72 | 7,54 | 2,93 | 5,26 | 3,72 | 4,09 | |
| FeO | — | — | — | 4,80 | 4,64 | 8,86 | — | 4,47 | — | |
| MnO | 0,13 | 0,24 | 0,23 | 0,12 | 0,32 | 0,29 | 0,14 | 0,22 | 0,19 | |
| MgO | 3,38 | 3,15 | 2,36 | 2,58 | 1,78 | 1,95 | 1,27 | 0,94 | 0,42 | |
| CaO | 4,83 | 6,53 | 5,85 | 5,64 | 4,88 | 5,58 | 2,71 | 3,28 | 2,05 | |
| Na ₂ O | 4,61 | 4,84 | 5,86 | 4,42 | 5,37 | 4,25 | 5,68 | 6,76 | 9,48 | |
| K ₂ O | 4,78 | 1,90 | 3,26 | 4,25 | 1,66 | 1,45 | 5,70 | 3,02 | 5,55 | |
| P ₂ O ₅ | 0,28 | 0,75 | 0,50 | 0,33 | 0,65 | — | 0,25 | 0,26 | 0,10 | |
| П. п. п. | 0,45 | 1,00 | 0,83 | 1,66 | 3,64 | 0,84 | 0,65 | 2,00 | — | |
| Σ | 100,25 | 100,41 | 100,52 | 100,19 | 100,81 | 99,84 | 100,36 | 100,19 | 99,98 | |
| Rb | 145 | 40 | 104 | 72 | — | 22 | 213 | 89 | 193 | |
| Ba | 1085 | 435 | 875 | 1275 | 400 | 450 | 1117 | 711 | 749 | |
| Sr | 1180 | 390 | 1211 | 875 | — | 182 | 651 | 460 | 829 | |
| Ni | 47 | 40 | 29 | 5 | 40 | 20 | 8 | 5 | 10 | |
| Co | 22 | 30 | 41 | 13 | 5 | 19 | 7 | 67 | 32 | |
| Cr | 46 | 68 | 33 | — | 5 | 34 | 5 | 65 | 4 | |
| V | 100 | 396 | 94 | 150 | 6 | 92 | 40 | 95 | — | |
| La | 40 | 63 | — | 75 | 75 | — | 60 | 82 | — | |
| Ce | — | 103 | — | — | — | — | — | — | — | |
| Nd | — | 60 | — | — | — | — | — | — | — | |
| Eu | — | 2,5 | — | — | — | — | — | — | — | |
| Yb | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Y | 20 | 55 | 62 | 35 | 90 | — | 30 | 41 | — | |
| Zr | 220 | 418 | 544 | 335 | 550 | — | 350 | 610 | — | |
| Hf | — | — | — | — | — | — | — | 6,2 | — | |
| Nb | — | 56 | — | — | — | — | — | 85 | — | |
| Ta | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| Cu | — | 55 | — | — | 35 | 25 | 5 | 135 | — | |
| Zn | — | 139 | — | — | — | — | — | 160 | — | |
| Pb | 14 | 5,1 | 3,7 | — | — | — | 5,5 | — | 10,3 | |
| Sn | — | — | — | — | — | — | — | — | — | |
| SiO ₂ | | | 50—55 | | | | 55—60 | | | |
| K _{Fe} | | | 0,6—0,8 | | >0,8 | 0,6—0,8 | | >0,8 | | |
| K ₂ O/Na ₂ O × × 10, вес. % | >8 | 2—5 | 5—8 | >8 | 2—5 | 2—5 | >8 | 2—5 | 5—8 | |
| n | 3 | 38 | 2 | 2 | 2 | 1 | 9 | 5 | 6 | |

Примечание. 1—14 — базальты срединно-океанических хребтов и абиссальных до 1976; наши данные]; 2 — Атлантический океан, leg 3, leg 11 [Frey, 1974; Bryan e. a., 1977; Агузо дийского океана [Flower e. a., 1977; Blanchard e. a., 1976; Kay e. a., 1970; Fisher, Engel, 1975]; 4 — Thompson, 1973; Aumento, 1969]; 5 — Индийский и Атлантический океаны, абиссальные равнины Атлантического океаны, скв. 251, leg 34, плита Наска, хр. Хуан-де-Фука, разлом Вима [Fleet e. a., 1976]; 10 — Индийский и Тихий океаны, leg 37 и хр. Корда [Flower e. a., 1976]; 12 — Тихий и Атлантический океаны, скв. 321, leg 34, leg 3/15, хр. Хуан-де-е. a., 1976]; 14 — Индийский и Тихий океаны, скв. 248, leg 34, скв. 319 [Fleet e. a., 1976; Mazzu и Фернандо де Норонья; 16 — Западный Самоа; 17 — Кроузе, о. Маврикий; 18 — Св. Елена, Маврикий, Западный Самоа; 20 — Кроузе; 21 — Зеленый мыс, Маврикий, 22 — Западный Самоа; Исландия; 26 — Исландия, Маврикий, Гавайи, Мадейра, Кроузе, Западный Самоа; 27 — Гоф, (Тихий океан), Маврикий, Св. Павла, Амстердам; 30 — Исландия, Гавайи, Гоф, Мадейра, Гранд-Гоф, Маврикий, Кроузе; 32, 42, 52 — Гоф; 33 — Восточные острова (Индийский океан), Св. Павла, 36, 37 — Гавайи, Исландия; 38 — Гоф, Восточные острова (Тихий океан); 39, 45 — Гоф, Зеленый Св. Павел, Зеленый мыс, Фернандо де Норонья, Исландия; 41 — Маврикий, Зеленый мыс, Фернандо Гранд-Коморе, Св. Елена, Восточные острова (Тихий океан); 50, 55 — Восточные острова (Тихий 53 — Гавайи; 57 — Исландия, Восточные острова (Индийский океан). Использованы анализы из J. Dickey e. a. (1977); M. Flower (1973); B. Gunn e. a. (1970); B. Gunn (1971); B. Gunn e. a. I. Ludden (1978); G. Macdonald, T. Katsura (1964); D. Strong (1972); D. Wood (1976). n — число

$$K_{Fe} = \frac{Fe^{+3} + Fe^{+2}}{Fe^{+3} + Fe^{+2} + Mg}, \text{ ат. \%}$$

| острова | | | | | | | | | |
|---------|-------|-------|-------|--------|-------|---------|-------|-------|-------|
| 48 | 49 | 50 | 51 | 52 | 53 | 54 | 55 | 56 | 57 |
| 60,71 | 60,60 | 60,56 | 61,10 | 61,10 | 65,98 | 66,20 | 67,19 | 73,00 | 73,39 |
| 1,38 | 0,99 | 1,03 | 0,38 | 0,40 | 0,68 | 0,80 | 0,26 | 0,33 | 0,20 |
| 14,35 | 15,55 | 14,17 | 17,99 | 18,34 | 15,52 | 14,30 | 14,96 | 12,90 | 12,51 |
| 3,71 | 1,70 | 4,27 | 2,96 | 2,19 | 1,38 | 3,20 | 3,34 | 1,49 | 1,09 |
| 5,46 | 6,41 | 5,06 | 1,98 | 2,98 | 1,90 | 3,40 | 0,63 | 2,01 | 1,72 |
| 0,18 | 0,24 | 0,48 | 0,20 | 0,19 | 0,06 | 0,20 | 0,08 | 0,10 | 0,09 |
| 1,76 | 1,38 | 0,92 | 0,25 | 0,33 | 1,54 | 1,20 | 0,11 | 0,28 | 0,08 |
| 5,02 | 3,90 | 3,78 | 1,33 | 1,66 | 2,78 | 3,70 | 0,72 | 1,66 | 0,64 |
| 4,32 | 5,08 | 5,15 | 7,40 | 6,22 | 4,39 | 4,30 | 5,24 | 4,68 | 5,39 |
| 1,80 | 3,15 | 2,13 | 4,46 | 5,93 | 3,30 | 2,50 | 3,46 | 3,39 | 4,14 |
| 0,49 | 0,30 | 0,39 | 0,08 | 0,12 | 0,50 | 0,20 | 0,03 | 0,10 | 0,10 |
| 0,64 | 0,27 | 1,85 | 2,17 | 0,54 | — | — | 3,76 | — | 0,62 |
| 99,82 | 99,57 | 99,82 | — | 100,00 | 98,03 | 100,00 | 99,78 | 99,96 | 99,97 |
| 43 | 46 | 43 | 170 | 440 | — | 59 | 107 | 98 | 94 |
| 300 | 570 | 310 | 936 | 115 | — | 445 | 408 | 310 | 542 |
| 150 | 177 | 196 | 156 | 88 | — | 180 | 51 | 100 | 45 |
| 24 | 20 | 1 | — | 5 | — | 20 | 72 | 10 | 13 |
| 23 | 16 | — | — | 11 | — | 18 | 5 | 9 | 6,6 |
| 49 | 48 | — | 12 | 11 | — | 41 | 5 | 15 | 11 |
| 131 | 29 | — | 5 | 10 | — | 83 | 5 | 27 | 21 |
| 36 | 10 | — | 130 | 120 | — | — | 90 | 105 | 98 |
| 76 | 24 | — | — | — | — | — | — | 65 | 342 |
| 44 | 14 | — | — | — | — | — | — | 37 | 165 |
| 2,0 | 1,0 | — | — | — | — | — | — | 1,8 | 5,4 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | 2,2 | 10 |
| 64 | 21 | 111 | 42 | 40 | — | — | 64 | 54 | 148 |
| 460 | 630 | 792 | 1082 | 770 | — | 260 | 1015 | 432 | 988 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 76 | — | 77 | 142 | — | — | 48 | 150 | 58 | 117 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 44 | 18 | 19 | 14 | — | — | 34 | 11 | 13 | 12 |
| 288 | — | 168 | — | — | — | 120 | 177 | 218 | 203 |
| 6,3 | — | — | 20 | 20 | — | 7,7 | — | 9 | 10,3 |
| — | — | — | — | — | — | — | — | 2,6 | — |
| 60—65 | | | | | | 65—70 | | >70 | |
| 0,6—0,8 | | | >0,8 | | | 0,4—0,6 | | >0,8 | |
| 2—5 | | | 5—8 | | | 5—8 | | 5—8 | |
| 5 | | | 16 | | | 2 | | 89 | |

линии: 1 — Срединно-Атлантический хребет 36—37° N, leg 37 [Flower e. a., 1977, Blanchard e. a., e. a., 1976]; 3 — Атлантический, Тихий и Индийский океаны, leg 37, хр. Корда, западная часть Ин-Индийский и Атлантический океаны, leg 26, Срединно-Атлантический хребет [Fleet e. a., 1976; ны [Fleet e. a., 1976; Frey, 1974]; 6 — Красное море [Gass e. a., 1973]; 7 — Индийский, Тихий, 1976; Mazzullo e. a., 1976; Kay e. a., 1970; Мелсон, Томсон, 1973]; 8 — Индийский, Атлантический [Дмитриев, 1973; Engel e. a., 1965]; 9 — Атлантический океан 30° N [Kay e. a., 1970], средний: 1977; Blanchard e. a., 1976; Ayuso e. a., 1976; Kay e. a., 1970]; 11 — Индийский океан, скв. 261 Фука [Mazzullo e. a., 1976; Frey, 1974; Kay e. a., 1970]; 13 — Индийский океан, скв. 256 [Fleet lo e. a., 1976]. 15—57 — вулканические породы океанических островов; 15, 47 — Зеленый мыс Гранд-Коморе, Гавайи, Реюньон, Маврикий, Зеленый мыс; 19 — Гранд-Коморе, Зеленый мыс, 23 — Восточные острова (Тихий океан); 24 — Исландия, Маврикий; 25 — Маврикий, Гавайи, Западный Самоа; 28 — Исландия, Гавайи, Маврикий; 29 — Исландия, Гавайи, Восточные острова Коморе, Св. Елены, Западный Самоа, Кроузе, Маврикий, Св. Павла, Амстердам, Реюньон; 31 — Исландия; 34 — Восточные острова (Индийский океан), Св. Елены, Гранд-Коморе; 35 — Маврикий; мыс, Фернандо де Норонья; 40 — Гавайи, Св. Елена, Мадейра, Восточные острова (Тихий океан), до де Норонья; 43 — Восточные острова (Индийский океан); 44, 49, 54, 56 — Исландия; 46 — океан, Исландия; 51 — Гоф, Св. Елена, Гавайи, Восточные острова (Тихий океан), Маврикий; следующих работ: Исландия... (1978); J. Baker (1969); A. Baxter (1976); C. Byerly, W. Melson (1976); (1975); B. Gunn, N. Watkins (1976); D. Hedges, G. Brown (1972); C. Hedge, Z. Peterman (1972); анализов для подсчета среднего. Петрогенные окислы — вес. %; редкие элементы — г/г;

(Rb, Ba, Sr) и часто высокие (2,5—3,0%) концентрации Ti и геохимически связанных с ним элементов (Nb, Ta, Zr, Hf).

2. Гораздо менее распространены в океане щелочные базальты, которые встречаются главным образом на океанических островах. Часто они находятся в ассоциации с островными толеитовыми базальтами (Гавайские острова, Исландия, Восточные острова в Тихом океане и др.), а на других островах даже преобладают (Гоф, Святой Елены, Зеленого мыса, Мадейра и др.). Щелочные базальты океанов характеризуются, несмотря иногда на значительные вариации, высокими концентрациями литофильных редких элементов (в том числе и тугоплавких Ti, Nb, Ta, Zr, Hf), резким увеличением роли легких лантаноидов в сумме редких земель, часто несколько повышенными величинами отношений Sr^{87}/Sr^{86} и т. д. По геохимическим параметрам они приближаются к своим петрохимическим аналогам, развитым в системах континентальных рифтовых зон.

3. В структурах со сложным тектоническим строением, как, например, в зонах тройного сочленения (о. Бувэ, Галапагосский спрединговый центр) или на границах зон скольжения литосферных плит (район Восточно-Индийского хребта в Индийском океане) наряду с примитивными толеитовыми базальтами заметно развиваются так называемые Fe-базальты, которые имеют резко повышенные концентрации Ti, а также повышенные по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов содержания некоторых литофильных редких элементов (Rb, Ba, Sr). Интересно отметить, что в таких структурах присутствуют и кислые разности вплоть до риодацитов, которые наследуют геохимические особенности более основных членов.

ОБСУЖДЕНИЕ ПРИВЕДЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВОЗМОЖНЫЕ ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

В этом разделе прежде всего мы остановимся на проблемах, связанных с формированием примитивных базальтов срединно-океанических хребтов, как наиболее широко распространенных пород дна океанов. По мнению большинства исследователей, аномальные геохимические особенности этих пород связаны с их формированием из магматических расплавов при плавлении резко обедненного литофильными редкими элементами вещества мантии. С этой точки зрения все гипотезы, связывающие образование коры океанического типа с различного рода процессами «базификации» континентальной коры, оказываются несостоятельными.

По нашему мнению [Пополитов, 1975, 1977,], процессы возникновения океанической коры со столь «аномальной» геохимической характеристикой гораздо легче интерпретировать с позиций тектоники плит в сочетании с гипотезой «мантийных струй». Исходя из этих представлений, океаническая кора появляется в результате разрыва и последующего раздвигания континентальных масс под влиянием плотностных неоднородностей на различных уровнях в мантии.

О характере мантийного вещества под континентами в этот период мы в какой-то степени можем судить по составу ксенолитов, выносимых на поверхность щелочными расплавами в периоды континентального рифтообразования. В целом мантийное вещество неодинаково как в вертикальном, так и, видимо, в горизонтальном направлении. По вертикали с увеличением глубины происходит смена плагиоклазосодержащих парагенезисов сначала на шпинельсодержащие, а затем на гранатовые, которые устойчивы, очевидно, и в области астеносферного слоя. Полученные нами данные [Абрамов, Пополитов, 1977; Лутц и др., 1977], а также результаты других исследований [Physics and Chemistry of the Earth, 1975] свидетельствуют о том, что наибольшие концентрации литофильных редких элементов (K, Rb, Ba, Sr, TR и др.) отмечаются в гранатowych перидотитах,

их содержания уменьшаются в шпинелевых перидотитах и достигают минимальных значений в плагиоклазосодержащих разностях, которые в этом отношении близки к альпинотипным гипербазитам эвгеосинклинальных зон.

Учитывая приведенные данные, механизм формирования базальтов срединно-океанических хребтов мы рассматриваем в рамках следующей модели.

Вследствие процессов продолжающейся дифференциации и стремления Земли к гравитационному равновесию из глубоких частей мантии в область астеносферного слоя может начаться поступление «мантийных струй». Их состав в первом приближении можно оценить по составу кимберлитов, как представителей наиболее глубоких расплавов. Как известно, кимберлиты обогащены многими тугоплавкими элементами (Са, Al, Ti, Nb, Ta, Zr, Hf и др.). Это находится в соответствии с одной из гипотез [Anderson, 1975] о ранних стадиях формирования земного шара, согласно которой при образовании Земли ее аккреция происходила таким образом, что в центральных частях накапливались не наиболее тяжелые, а наиболее тугоплавкие элементы.

Из-за поступления вещества «мантийных струй» и увеличения теплового потока в области астеносферного слоя усиливаются процессы частичного плавления, происходит его утолщение, увеличивается геохимическая неоднородность, появляются такие экзотические породы, как гроспидиты, корундовые эклогиты и другие, возрастают концентрации многих редких элементов и т. д. Одновременно на фоне усиливающихся процессов частичного плавления в астеносфере идут и процессы дифференциации, общий ход которых направлен к тому, что верхние части астеносферного слоя обогащаются щелочами и другими редкими элементами, а нижние обедняются ими. В результате по содержанию редких элементов здесь возникает своеобразный слоеный пирог.

Уже на этой стадии в результате преобразования в астеносфере любых движений в подастеносферном слое в горизонтальные начинают проявляться и все более усиливаются процессы растяжения. Это создает благоприятные предпосылки для постепенного всплывания более легкого астеносферного вещества, как это предполагается в некоторых моделях диапирового подъема. В этот период вулканизм носит щелочной характер, что, как указывалось выше, связано с возникновением в верхних частях астеносферы «шапки», обогащенной щелочами и редкими элементами. Разнообразие состава вулканических продуктов на начальных стадиях раскола континентов обусловлено составом «мантийных струй», масштабами интенсивности их взаимодействия с мантийным веществом, степенью частичного плавления и т. д. В результате сложного сочетания всех этих процессов в континентальных рифтовых зонах проявляется широкий спектр пород — различные пикриты и щелочные базальты, кимберлиты, карбонаты и т. д.

Одновременно по мере подъема астеносферного диапира извлекаются наиболее легкоплавкие фракции из окружающего мантийного вещества. Поэтому шпинелевые и плагиоклазовые перидотиды оказываются обедненными литофильными редкими элементами.

По мере подъема диапира процессы растяжения усиливаются, увеличивается разогрев мантии, снижается давление. Все это создает условия для большей степени частичного плавления диапира, причем в процесс плавления уже начинают вовлекаться более обедненные редкими элементами нижние его части. Процесс утонения континентальной коры непрерывно возрастает, а состав вулканитов вместо щелочного постепенно начинает приобретать переходный к толеитовому характеру. Примером этой стадии может, очевидно, служить депрессия Афар в Африке.

В период наиболее высокого положения диапира происходит разрыв континентальной коры, еще более усиливается степень частичного плавления

ления обедненных редкими элементами его участков с формированием уже толеитовых и оливин-толеитовых расплавов. Это уже начало образования океанической коры, примером чего могут служить геологические структуры типа Красного моря (см. табл. 54). В ходе дальнейшего спрединга, во время которого формируются срединно-океанические хребты с рифтовыми долинами, состав магматических расплавов уже практически не меняется, а некоторые вариации в петрохимическом облике базальтов связаны, по всей вероятности, с процессами дифференциации магматических расплавов. Уже отмечалось, что отсутствие достаточного количества фактических данных затрудняет однозначное генетическое толкование природы габброидов. По всей вероятности, это гетерогенные по происхождению породы. Их разнообразие по составу, степени сохранности, текстурным и структурным признакам, характеру взаимоотношений с окружающими породами и т. д. в первую очередь свидетельствует, что при формировании габброидов участвовало несколько типов процессов, возможно, даже разорванных во времени. Исходя из геохимических данных, часть габброидов следует считать интрузивными аналогами базальтов срединно-океанических хребтов. Их формирование полностью или почти полностью протекало при кристаллизации магматических расплавов. По содержаниям редких элементов эти габброиды должны быть близки к океаническим толеитовым базальтам.

Другая часть габброидов, очевидно, представляет результат взаимодействия базальтовых расплавов с окружающим веществом мантии и их образование происходит при кристаллизации кашеобразной массы в условиях пластического течения. В геохимическом отношении эти габброиды характеризуются пониженными по сравнению с базальтами концентрациями литофильных редких элементов и повышенными сидерофильных.

В результате взаимодействия с базальтовыми расплавами из верхних частей мантии продолжается интенсивное выплавление легкоплавких компонентов, вследствие чего здесь в значительных количествах образуются гарцбургиты. С этой точки зрения ультраосновные породы являются представителями преобразованного истощенного верхнемантийного вещества и генетически прямо не связаны с остальными членами офиолитовых комплексов.

После начала интенсивного спрединга и окончательного оформления осевого поднятия с рифтовой долиной связь магматизма срединно-океанических хребтов с горячими точками часто прекращается. Однако известны случаи, когда этого не происходит. Наиболее характерным примером такого рода является Исландия. Среди базальтов здесь преобладают толеитовые разновидности. Но по сравнению с толеитами срединно-океанических хребтов они характеризуются рядом признаков, позволяющих их, хотя бы частично, считать продуктами горячих точек (высокие содержания Ti, Nb, Zr, повышенные по сравнению с базальтами срединных хребтов концентрации литофильных редких элементов и т. д.).

Действие горячих точек может проявляться и внутри границ литосферных плит вдали от центров сейсмической активности. Это могут быть отдельные изолированные вулканы или островные цепи. Например, при прохождении Тихоокеанской плиты в северо-западном направлении над горячими точками возникли цепи Гавайских островов, о-ва Австралийской группы и Туамоту [Burke, Wilson, 1976]. Возраст отдельных вулканических построек закономерно увеличивается по направлению к северо-западу. По особенностям редкоэлементного состава толеитовые базальты Гавайских островов в целом напоминают породы Исландии.

В отличие от Гавайской горной цепи, где преобладают толеиты, отдельные острова почти целиком сложены щелочными разностями. Действие горячих точек проявляется и в местах сложного сочленения литосферных плит.

Подводя итоги по геохимической типизации вулканических пород океанов, подчеркнем следующие основные моменты.

1. Наиболее широко распространенные базальты срединно-океанических хребтов кристаллизуются из расплавов, возникающих при плавлении обедненного литофильными редкими элементами мантийного вещества. Это обеднение связано главным образом с процессами дифференциации в астеносферном слое как *in situ*, так и в процессе его всплытия к поверхности.

2. Вулканические породы, развитые в пределах границ литосферных плит или в местах их сложного сочленения, по всей сумме геохимических данных, очевидно, формируются из расплавов, имеющих более чем один мантийный источник. В частности, особенности редкоэлементного состава толеитовых базальтов Исландии, Гавайских островов, Галапагосского срединного центра, о. Буэ и т. д. легко объяснить, если предположить, что их кристаллизация происходила из расплавов, образованных путем смещения вещества «мантийных струй», поступающих из горячих точек и магм, возникающих при плавлении вещества внутри литосферных плит. При этом в зависимости от многих факторов возможны различные варианты.

Петрогеохимический облик вулканических пород должен определяться пропорциями смешивающихся веществ. Вероятно, показателем доли участия «мантийных струй» в составе магматических расплавов в первую очередь должно быть содержание в них Ti и других тугоплавких компонентов. Концентрации щелочей и литофильных редких элементов в вулканических породах, очевидно, в значительной степени зависят от скорости подъема «мантийных струй». Чем медленнее подъем, тем более интенсивно эти компоненты извлекаются из окружающего мантийного вещества. В особо благоприятных условиях по такому механизму могут формироваться и щелочные расплавы, хотя их возникновение, без сомнения, определяется глубиной и степенью частичного плавления мантийного вещества.

Глава IX

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

В геологии, как и в других естественноисторических науках, широко используется метод актуализма, суть которого заключается в расшировке явлений геологического прошлого на основе сопоставления с процессами, происходящими в настоящее время. Используя этот принцип, мы на основе анализа вещественного состава вулканических продуктов попытаемся сделать некоторые палеореконструкции геологической истории раннепалеозойских складчатых сооружений на примере Западного Саяна и Тувы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

В палеозое наиболее мощные вспышки вулканизма в Западном Саяне и Туве приурочены к кембрийскому времени [Велинский, 1968]. В настоящее время имеется несколько точек зрения на строение кембрийских толщ этого региона [Баженов, 1934; Сивов, 1953; Щеглов, 1967, 1969; Зоненшайн, 1963; Херасков, 1975]. Существующие противоречия связаны со сложностью геологического строения района, не всегда хорошей обнаженностью, частым наличием тектонических контактов между

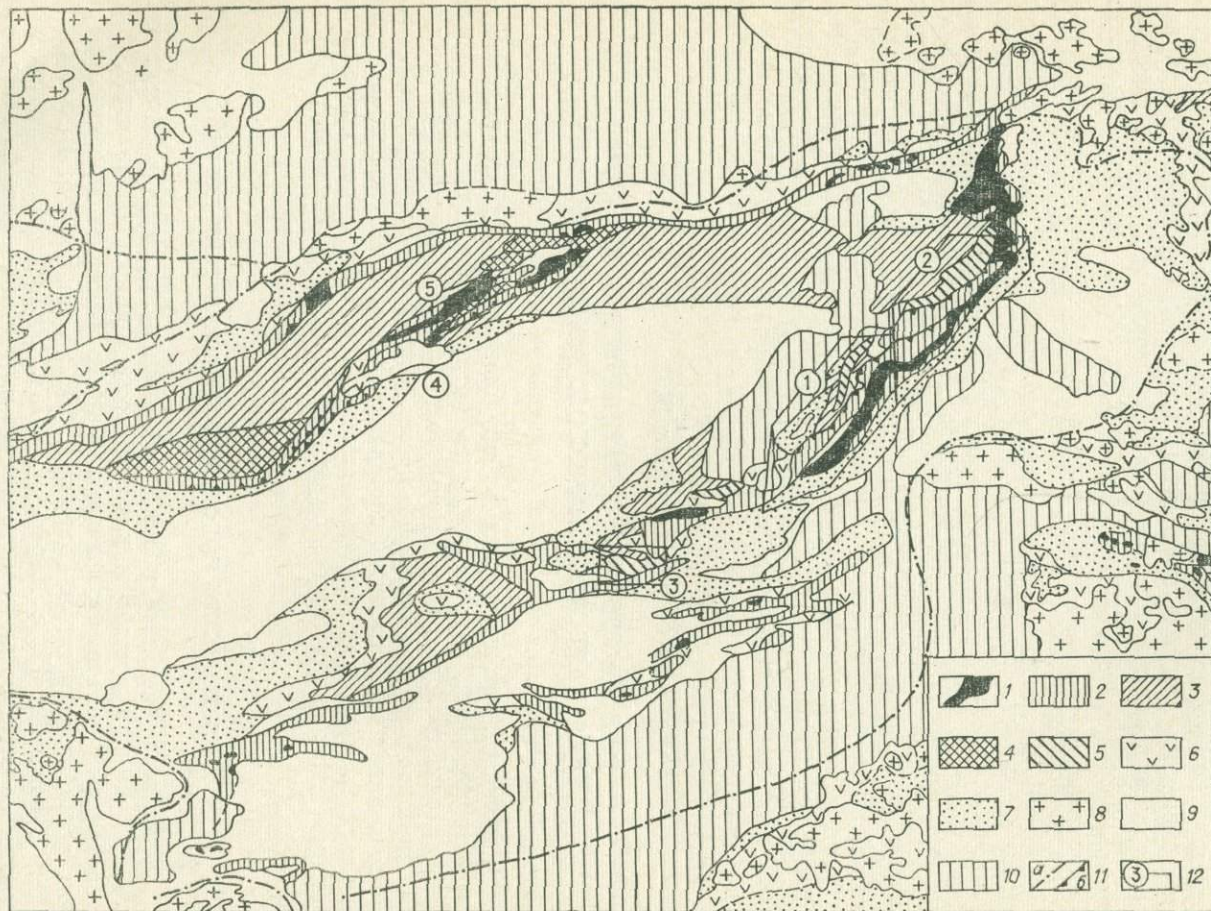


Рис. 24. Офиолитовые пояса Западного Саяна [Добрецов, Пономарева, 1977].

1, 2 — офиолитовая серия: 1 — гипербазиты и габброиды, 2 — чингинская кренисто-базальтовая толща (Rf — V); 3, 4 — джебашская метаморфическая серия, зеленосланцевая (3) и высокотемпературные (4) зоны; 5 — глаукофановые сланцы (анкольская формация и ее аналоги); 6 — нижнекембрийские вулканогенные толщи (андезито-базальтовые и смешанного состава); 7 — шикинско-аласугская (C₂ — 3) и нижне-ордовикская туфогенно-флишная серия; 8 — средне-верхнекембрийские гранитоиды (майский комплекс и др.); 9 — позднеордовикский-раннесилурийский этаж (включая гранитоиды большепорожского комплекса); 10 — наложенные вулканогенные и угленосные прогибы (D₁ — C₁); 11 — границы распространения кембрийских гранитоидов (a) и крупнейшие надвиги (б); 12 — участки Куртушинского (1—3) и Бурского поясов (4, 5).

породами различного состава, отсутствием обобщающих работ по изучению вещественного состава пород и т. д. В этой работе мы будем придерживаться представлений, которые изложены в последней сводке Н. Л. Добрецова [Добрецов, Пономарева, 1977]. Большая часть вулканических пород кембрия в Западном Саяне и Туве входит в состав офиолитовых поясов — Куртушибинского, Борусского и Северо-Саянского (рис. 24).

Куртушибинский пояс образует дугу по юго-восточному обрамлению Западного Саяна и далее уходит в Туву, формируя единый Саяно-Тувинский офиолитовый шов [Еремеев, Сибилев, 1974]. В его строении четко можно выделить три зоны [Добрецов, Пономарева, 1977]: главное тело офиолитов, чингинскую вулканогенно-осадочную свиту и полосу метаморфических сланцев, среди которых нередко отмечаются глаукофановые разности (акольская свита). Разрез главного офиолитового тела начинается с дунит-гарцбургитового комплекса мощностью более трех километров. Далее вверх он сменяется переходной зоной (0,3 км) габбро-пироксенитового состава. Еще выше отмечаются эвкритовые габброиды (1—1,5 км), и, наконец, разрез венчается габбро-диабазовым комплексом параллельных даек (1,5—2 км) преимущественно базальтового состава.

С северо-запада от офиолитового шва распространена полоса развития вулканогенно-осадочных пород чингинской свиты. Нижняя ее часть, представленная пиллоу-лавами, дайками диабазов, прослоями кремнистых пород, залегает непосредственно выше дайкового комплекса офиолитов. В верхней части чингинской свиты наряду с метабазами и туфами значительно распространены черные сланцы, а также иногда доломиты. В целом породы чингинской свиты, исходя из парагенетических ассоциаций, представляют собой, по всей вероятности, глубоководные эффузивно-осадочные продукты океана или континентального склона [Добрецов, Пономарева, 1977]. Северо-западнее чингинской свиты располагается полоса метаморфических сланцев. Их возраст пока точно не установлен. Некоторые исследователи [Херасков, 1975] относят формирование метаморфических сланцев к среднему кембрию, т. е. считают их более молодыми, чем породы чингинской свиты.

Другие [Добрецов, Пономарева, 1977] сопоставляют метаморфические сланцы с докембрийской джебашской серией, которая наиболее распространена в Борусском офиолитовом поясе. Мы отдаем предпочтение последней точке зрения. В ее пользу свидетельствуют такие факты, как близкая степень метаморфизма тех и других пород, значительное развитие среди обоих типов глаукофаносодержащих разностей, близость петрогеохимических характеристик, о чем более подробно будет сказано ниже.

Борусский офиолитовый пояс протягивается по юго-восточной окраине Джебашского выступа и на севере под углом сочленяется с Северо-Саянским поясом (см. рис. 24). Этот пояс имеет ряд заметных отличий от Куртушибинского по особенностям геологического строения, по составу и характеру взаимоотношений пород и т. д.

Так, в разрезе офиолитов преобладают ультраосновные члены. Среди них по составу можно выделить дунит-энстатитовые разности, гарцбургиты, лерцолиты [Добрецов, Пономарева, 1977]. Все они часто интенсивно серпентинизированы. Другая особенность гипербазитов — их сильная тектоническая переработка. В их подошве или внутри часто отмечаются зоны меланжа, тела жадеитовых и альбитовых пород, т. е. ассоциаций минералов высоких давлений и т. д.

Габброиды в Борусском поясе встречаются в незначительных количествах изолированно от гипербазитов, располагаясь в основном в метаморфических сланцах. Они превращены в габбро-амфиболиты. Наконец, в офиолитах Борусского хребта полностью отсутствует дайковый комплекс.

Собственно эффузивно-осадочная чингинская толща (метабазальты, метатуфы, кремнистые, графито-кремнистые и туфогенные сланцы) в Борусском хребте, как и в Куртушибинском, возможно, является верхней

частью разреза офиолитов [Добрецов, Пономарева, 1977], однако сильная тектоническая переработка затрудняет решение этого вопроса.

С чингинской свитой тесно связана нижнемонокская. Некоторые авторы [Зоненшайн, 1963; Велинский, 1968] объединяют их вместе или считают эквивалентами. Однако эти две свиты различаются по составу.

Метаморфические сланцы в Борусском поясе тесно связаны с докембрийской (?) джебашской серией и, очевидно, составляют часть ее разреза. В отличие от Куртушибинского хребта здесь отсутствуют минеральные парагенезисы высоких давлений и присутствуют относительно высокотемпературные ассоциации [Добрецов, Пономарева, 1977], что свидетельствует о неодинаковых условиях метаморфизма.

Северо-Саянский пояс располагается по северному фасу Западного Саяна. Для этого пояса характерно дальнейшее сокращение площадей выходов пород офиолитовой формации, в том числе габбро-гипербазитовых членов. Наиболее распространены здесь вулканические породы чингинской, нижне- и верхнемонокской толщ. Длина полосы выходов эффузивных пород около 600 км, ширина достигает 20—30 км. На севере они контактируют с девонскими вулканогенными породами Минусинской впадины, на юге — с метаморфическими породами джебашской свиты.

В составе вулканитов Северо-Саянского пояса наряду с основными появляется значительное количество кислых лав. Лавовые потоки приурочены в основном к нижним и средним частям разрезов, а вверх увеличивается количество пирокластических образований [Велинский, 1968]. В тесной пространственной связи с излившимися породами в Северо-Саянском поясе находятся тела майнского габбро-плагиогранитного комплекса [Смышляев, 1963], геохимическая характеристика которого была дана нами ранее [Пополитов и др., 1973].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ЗАПАДНОГО САЯНА И ТУВЫ

Данные по распределению петрогенных и редких элементов в различных породах описываемого региона приведены в табл. 57. Анализ их позволяет отметить следующее.

1. **Породы офиолитовых поясов** (в первую очередь Куртушибинского) по набору разновидностей, геологическому строению, составу основных представителей практически не отличаются от пород, развитых в районах срединно-океанических хребтов современных океанов. В частности, базальты и дайки диабазов характеризуются крайне низкими концентрациями K, Rb, Ba, Sr. Все это свидетельствует о том, что Куртушибинский и Борусский офиолитовые пояса являются реликтами древней океанической коры.

2. Базальты чингинской свиты и метаморфические эффузивные породы (акольская и джебашская серии) отличаются от базальтов офиолитовых поясов более высокими содержаниями Fe, Ti, повышенными концентрациями K, Rb, Ba, Sr.

3. По петрогеохимическим параметрам обособленную группу образуют эффузивные породы Северо-Саянского пояса (нижнемонокская свита). По сравнению с срединно-океаническими базальтами базальты этого пояса характеризуются пониженными содержаниями Ti, Nb, Ta, Ni, меньшей величиной отношения Ni/Co и т. д. В то же время концентрации литофильных редких элементов (K, Rb, Ba, Sr) в них несколько возрастают. Более кислые эффузивы (вплоть до кварцевых кератофиров) наследуют специфический геохимический облик базальтов. Это же относится и к плагиогранитам майнского комплекса. По особенностям редкоэлементного состава они практически идентичны кислым эффузивам и, скорее всего, являются их корневыми частями. В целом изученные породы Северо-Са-

Петрогеохимическая характеристика пород офиолитовых поясов Саяно-Тувинской области

| Оксид | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
|--------------------------------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|
| SiO ₂ | 37,65 | 42,12 | 38,36 | 36,40 | 35,36 | 38,43 | 37,83 | 41,72 | 37,9 | 40,0 | 41,5 | 44,37 | 46,72 | 41,34 | 49,57 |
| TiO ₂ | 0,003 | 0,06 | 0,002 | 0,008 | — | — | — | 0,06 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,15 | 0,14 | 0,04 | 0,12 |
| Al ₂ O ₃ | 0,95 | 2,81 | 0,67 | 3,60 | 0,10 | 0,66 | 0,51 | 3,52 | 0,57 | 0,86 | 1,28 | 7,43 | 1,83 | 4,07 | 3,07 |
| Fe _{общ} | 7,67 | 8,20 | 7,58 | 8,70 | 7,73 | 7,73 | 7,46 | 8,66 | 7,60 | 7,85 | 8,14 | 11,03 | 6,72 | 10,79 | 6,59 |
| MnO | 0,14 | 0,14 | 0,13 | 0,08 | 0,09 | 0,13 | 0,14 | 0,15 | 0,09 | 0,10 | 0,11 | 0,18 | 0,11 | 0,19 | 0,08 |
| MgO | 39,70 | 37,58 | 40,28 | 36,28 | 41,59 | 38,49 | 40,53 | 36,40 | 44,4 | 42,7 | 40,4 | 23,71 | 27,04 | 33,79 | 22,92 |
| CaO | 0,70 | 2,73 | 0,35 | 1,85 | 0,02 | 0,71 | 0,49 | 3,10 | 0,53 | 0,85 | 1,66 | 10,82 | 12,47 | 4,21 | 16,1 |
| Na ₂ O | 0,10 | 0,13 | 0,13 | 0,53 | 0,025 | 0,12 | 0,16 | 0,35 | — | — | — | 0,40 | 0,17 | 0,47 | 0,16 |
| K ₂ O | 0,026 | 0,02 | 0,023 | 0,13 | — | 0,021 | 0,023 | 0,093 | — | — | — | 0,017 | 0,026 | 0,08 | 0,02 |
| P ₂ O ₅ | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| П. п. п. | 13,3 | 6,2 | 13,2 | 11,54 | 14,50 | 13,2 | 12,37 | 5,34 | 7,90 | 6,93 | 6,07 | 1,79 | 4,51 | 5,89 | 0,41 |
| Σ | 100,24 | 99,99 | 100,73 | 99,12 | 99,42 | 99,49 | 99,51 | 99,39 | 99,01 | 99,31 | 99,17 | 99,90 | 99,74 | 100,87 | 99,04 |
| Cr | 2800 | 2300 | 2900 | 2350 | 2850 | 2600 | 3100 | 2200 | | | | 1150 | 1590 | 1900 | 1400 |
| Ni | 2700 | 2100 | 3100 | 2100 | 2900 | 2650 | 3000 | 2300 | — | — | — | 930 | 540 | 1590 | 470 |
| Co | 110 | 100 | 120 | 90 | 11 | 110 | 120 | 100 | — | — | — | 83 | 90 | 100 | 90 |
| V | 45 | 40 | 35 | 43 | 52 | 34 | 42 | 47 | — | — | — | 105 | 110 | 75 | 120 |
| Rb | 0,8 | 0,7 | 1,1 | 3,1 | 0,8 | 0,6 | 1,0 | 1,2 | — | — | — | 1,4 | 0,5 | 1,3 | 0,8 |
| Ba | 8,5 | 11 | 7 | 20 | 9 | 7 | 8 | 12 | — | — | — | 21 | 10 | 12 | 9 |
| Sr | 10 | 8 | 10 | 51 | 11 | 9 | 11 | 17 | — | — | — | 18 | 12 | 21 | 11 |

| Окисел | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | 24 | 25 | 26 | 27 | 28 | 29 | 30 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 42,52 | 48,71 | 51,25 | 42,43 | 44,97 | 42,15 | 42,92 | 44,93 | 44,65 | 47,34 | 51,94 | 52,47 | 50,68 | 51,37 | 48,32 |
| TiO ₂ | 0,02 | 0,32 | 0,52 | 0,03 | 0,12 | — | — | 0,02 | 0,01 | 0,20 | 1,54 | 1,25 | 1,27 | 0,64 | 1,37 |
| Al ₂ O ₃ | 19,77 | 15,39 | 16,41 | 23,51 | 16,1 | 26,73 | 25,24 | 23,57 | 26,79 | 5,22 | 13,52 | 15,85 | 15,97 | 15,78 | 14,23 |
| Fe _{общ} | 3,35 | 7,56 | 9,62 | 3,18 | 9,32 | 2,85 | 2,69 | 2,19 | 3,02 | 10,31 | 11,71 | 10,86 | 8,72 | 9,18 | 12,50 |
| MnO | — | 0,23 | 0,12 | — | 0,12 | — | — | 0,04 | — | — | 0,10 | 0,14 | 0,17 | 0,14 | 0,17 |
| MgO | 14,63 | 10,32 | 7,27 | 12,62 | 12,72 | 10,23 | 9,31 | 5,76 | 7,08 | 27,08 | 4,75 | 4,11 | 5,63 | 7,74 | 7,14 |
| CaO | 11,64 | 13,73 | 10,68 | 13,15 | 11,93 | 14,10 | 14,60 | 18,36 | 13,51 | 6,27 | 5,83 | 7,52 | 8,51 | 9,14 | 8,42 |
| Na ₂ O | 0,93 | 1,82 | 1,01 | 0,72 | 1,43 | 1,35 | 0,95 | 1,03 | 1,48 | 0,89 | 3,80 | 4,05 | 3,78 | 2,87 | 3,56 |
| K ₂ O | 0,21 | 0,03 | 0,06 | 0,11 | 0,06 | 0,08 | 0,14 | 0,17 | 0,02 | 0,02 | 0,24 | 0,06 | 0,21 | 0,16 | 0,12 |
| P ₂ O ₅ | — | — | 0,02 | — | — | — | — | — | — | — | 0,09 | 0,10 | 0,10 | — | 0,13 |
| П. п. п. | 6,72 | 1,56 | 2,21 | 4,03 | 3,62 | 2,63 | 3,83 | 3,42 | 2,93 | 2,50 | 4,91 | 3,27 | 4,80 | 2,39 | 3,51 |
| Σ | 99,79 | 99,67 | 99,17 | 99,78 | 100,39 | 100,12 | 99,68 | 99,49 | 99,49 | 99,83 | 99,24 | 99,68 | 99,84 | 99,41 | 99,47 |
| Cr | 1100 | 590 | 360 | 980 | 950 | 610 | 610 | 290 | 270 | 600 | 250 | 260 | 280 | 340 | 330 |
| Ni | 320 | 190 | 140 | 280 | 260 | 130 | 140 | 65 | 72 | 620 | 110 | 115 | 120 | 130 | 125 |
| Co | 75 | 48 | 41 | 52 | 43 | 38 | 29 | 25 | 30 | 85 | 31 | 29 | 35 | 37 | 42 |
| V | 150 | 170 | 150 | 80 | 120 | — | 95 | 80 | 110 | 85 | 200 | 190 | 230 | 210 | 250 |
| Rb | 2,1 | — | 0,7 | 1,0 | 0,8 | 1,0 | 1,2 | 2,1 | 0,5 | 0,5 | 2,5 | 0,8 | 2,3 | 1,7 | 1,0 |
| Ba | 27 | — | 25 | 15 | 24 | 19 | 18 | 20 | 11 | 12 | 29 | 24 | 32 | 19 | 21 |
| Sr | 135 | 220 | 210 | 180 | 190 | 170 | 160 | 170 | 180 | 45 | 190 | 150 | 210 | 180 | 170 |

| Окисел | 31 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | 37 | 38 | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 45 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| SiO ₂ | 48,69 | 50,74 | 47,59 | 49,27 | 46,3 | 48,65 | 49,83 | 47,0 | 47,01 | 47,73 | 47,81 | 47,91 | 46,74 | 51,21 | 50,12 |
| TiO ₂ | 1,15 | 1,12 | 2,77 | 2,04 | 3,01 | 2,48 | 3,36 | 3,51 | 2,64 | 2,49 | 2,75 | 2,34 | 2,58 | 2,09 | 3,39 |
| Al ₂ O ₃ | 15,71 | 14,49 | 15,83 | 13,21 | 15,69 | 12,68 | 12,35 | 13,83 | 14,82 | 15,26 | 15,03 | 15,12 | 15,61 | 15,01 | 12,09 |
| Fe _{общ} | 10,30 | 11,41 | 12,71 | 14,53 | 14,60 | 10,34 | 16,09 | 15,41 | 12,13 | 11,12 | 12,98 | 11,13 | 13,23 | 10,03 | 17,05 |
| MnO | 0,10 | 0,18 | 0,14 | 0,23 | 0,21 | 0,16 | 0,21 | 0,21 | 0,20 | 0,17 | 0,22 | 0,19 | 0,25 | 0,19 | — |
| MgO | 4,93 | 6,32 | 5,71 | 4,67 | 4,15 | 7,81 | 4,33 | 5,95 | 6,78 | 5,16 | 5,03 | 5,32 | 5,20 | 7,49 | 4,35 |
| CaO | 7,19 | 7,12 | 6,70 | 9,51 | 6,18 | 7,31 | 9,40 | 9,72 | 8,01 | 86,73 | 8,76 | 9,94 | 9,78 | 10,41 | 9,33 |
| Na ₂ O | 3,45 | 3,71 | 4,78 | 2,79 | 3,78 | 3,29 | 2,69 | 2,96 | 3,72 | 3,21 | 3,09 | 3,13 | 2,81 | 2,69 | 2,62 |
| K ₂ O | 0,17 | 0,16 | 0,71 | 0,78 | 0,94 | 0,96 | 0,25 | 0,64 | 0,90 | 0,42 | 0,64 | 0,53 | 0,47 | 0,45 | 0,17 |
| P ₂ O ₅ | 0,06 | 0,12 | — | — | 0,42 | 0,1 | 0,26 | 0,33 | 0,20 | 0,21 | 0,31 | 0,29 | 0,22 | — | 0,30 |
| П. п. п. | 6,83 | 3,82 | 3,02 | 2,71 | 4,23 | 5,82 | 0,95 | 1,39 | 3,39 | 5,04 | 3,56 | 3,54 | 2,47 | — | — |
| Σ | 99,58 | 99,19 | 99,96 | 99,74 | 99,61 | 99,60 | 99,72 | 99,95 | 99,80 | 99,54 | 100,18 | 99,44 | 99,36 | 99,34 | 99,42 |
| Cr | 230 | 250 | 172 | 150 | 110 | 215 | 160 | 170 | 200 | 210 | 140 | 154 | 143 | 260 | — |
| Ni | 90 | 120 | 65 | 59 | 46 | 90 | 54 | 63 | 81 | 95 | 62 | 70 | 59 | 98 | — |
| Co | 32 | 37 | 47 | 41 | 35 | 70 | 37 | 45 | 62 | 70 | 39 | 43 | 51 | 44 | — |
| V | 180 | 190 | 310 | 319 | 340 | 250 | 390 | 380 | 315 | 270 | 320 | 340 | 290 | 295 | — |
| Rb | 1,8 | 1,5 | 19 | 21 | 26 | 30 | 8 | 18 | 27 | 15 | 15 | 18 | 16 | 26 | — |
| Ba | 22 | 23 | 135 | 142 | 160 | 180 | 70 | 140 | 170 | 100 | 110 | 120 | 95 | 75 | — |
| Sr | 160 | 150 | 265 | 281 | 290 | 320 | 130 | 270 | 310 | 230 | 190 | 210 | 200 | 160 | — |

Примечание. 1—11 — гипербазиты: 1—8 — Борусский хребет, 9 — среднее из 16 дунитов Куртушибинского хребта [Добрецов, Пономарева, 1977], 10 — среднее из 29 анализов гарцбургитов, там же, 11 — среднее из 7 анализов лерцолитов, там же; 12—16 — продукты метасоматической переработки гипербазитов (Саяно-Тувинский пояс); 17—25 — габброиды Саяно-Тувинского пояса: 17, 18 — эвкритовые габбро, 19—24 — габбро-анортозиты, 25 — пегматоидное габбро; 26—29 — диабазы Саяно-Тувинского пояса; 30—32 — базальты Саяно-Тувинского пояса; 33—38 — метабазальты чингинской свиты; 39, 40 — метаморфические породы акульской свиты; 41—43 — метаморфические породы джебашской серии; 44 — ферробазальты о. Буэв [Dickey e. a., 1977]; 45 — ферробазальты Галапагосских островов [Byerly, Melson, 1976]. Петрогенные окислы — вес. %; редкие элементы — г/т.

янского пояса имеют ярко выраженный островодужный характер толеитового типа. Это предположение подтверждается как данными по их составу, так и наличием больших объемов кислых разностей, что не свойственно типично океанической обстановке.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показывают приведенные выше результаты, среди кембрийских эффузивов Западного Саяна и Тувы по составу отчетливо выделяются три группы:

- 1) вулканические породы офиолитовых поясов;
- 2) чингинская эффузивно-осадочная толща и метаморфизованные эффузивы акольской и джебашской свит; 3) нижнемонокская эффузивная свита и майнский плагиогранитный комплекс. Сопоставление полученных результатов с данными о составе вулканических пород современных активных центров показывает, что эти группы формировались в неодинаковой геодинамической обстановке. Мы уже отмечали, что вулканогенные представители офиолитовых поясов по составу соответствуют базальтам срединно-океанических хребтов, а нижнемонокские эффузивы Северо-Саянского пояса — вулканитам современных островных дуг. Сложнее обстоит вопрос со второй группой пород. Особенности их геохимического облика, и в первую очередь повышенные содержания Ti , позволяют высказывать предположение, что на состав эффузивов чингинской свиты и метаморфических пород заметно влияет воздействие «мантийных струй». Поскольку нижняя часть чингинской свиты залегает в Куртушибинском хребте непосредственно на офиолитовом комплексе, то можно думать, что сфера действия горячей точки начала проявляться на древнем хребте типа срединно-океанического.

Учитывая геологические данные и полученные результаты, схему формирования Саяно-Тувинской области в раннепалеозойское время можно представить в следующем виде.

1. Как показывают палеотектонические реконструкции [Зоненшайн и др., 1976], в рифейско-раннепалеозойское время в области современного Центрально-Азиатского пояса, расположенного между Сибирской платформой на севере и Таримской и Северо-Китайской на юге, существовали обширные океанические пространства, которые реконструируются по выходам пород офиолитовой формации. В Саяно-Тувинской зоне роль срединно-океанического поднятия выполнял Куртушибинский хребет, в пределах которого в раннепалеозойское время формировалась кора океанического типа, имеющая аналогичный геохимический облик с современной. Кроме самого Куртушибинского хребта, где представлен наиболее полный и ненарушенный разрез, отдельные фрагменты раннепалеозойской океанической коры, главным образом гипербазитовые члены, без сомнения, тектонически перемещенные, присутствуют в Борусском и в меньшей степени Северо-Саянском поясах. С точки зрения модели расширяющейся океанической коры, они должны иметь несколько более древний возраст по сравнению с куртушибинскими офиолитами.

2. Следующий этап — действие горячей точки на гребне Куртушибинского хребта. Состав эффузивов чингинской свиты изменяется в сторону увеличения железистости и титанистости, несколько возрастают содержания литофильных редких элементов. Эти же тенденции отмечаются для вулканитов джебашской и акольской серий. Последние две группы пород претерпели в дальнейшем ряд наложенных процессов, что выражается в увеличении степени их метаморфизма, хлоритизации, карбонатизации и т. д. Однако, как показали специально проведенные исследования [Реагсе, 1975], наиболее инертными элементами при различного рода вторичных изменениях базальтов являются Ti , Zr , Nb , Y , P и др. Поэтому указанные

элементы можно использовать для выяснения природы первичных магм.

Принимая на основе геохимических данных для всех трех серий единый источник формирования, а также допуская, что во время действия горячей точки спрединг продолжал существовать, мы предполагаем, что на первом этапе спрединга в этих условиях были сформированы породы джебашской серии (как наиболее удаленные от оси Куртушибинского хребта), затем вулканы акольской и чингинской свит. Последние возникли на гребне хребта, по всей вероятности, аналогично современным вулканическим породам Исландии. Возможны и другие интерпретации. В частности, нельзя исключать вариант, при котором действие горячей точки началось в условиях перестройки границ литосферных плит у южного края Сибирской платформы, наподобие Галапагосского спредингового центра или зоны тройного сочленения в районе о. Буве в Тихом океане, хотя этот вариант по некоторым причинам кажется нам менее вероятным. Однако в любом случае очевидно, что на рассматриваемом этапе породы джебашской, акольской и чингинской серий мало чем отличались друг от друга как по составу, так и по степени изменения. Наблюдаемые в настоящее время различия между ними появились на более поздних стадиях развития.

3. Воздымание джебашского выступа, которое, как предполагает Н. Л. Добрецов [Добрецов, Пономарева, 1977], началось в вендское время, по всей вероятности, связано с возникновением зоны субдукции вдоль южного края Сибирской платформы и началом формирования в Северо-Саянском поясе островной дуги (нижнемонокская свита). В этом случае джебашский выступ является аналогом поднятий в системах современных островных дуг, образующихся во фронтальных частях глубоководных желобов (например, вал Зенкевича в системе Курило-Камчатской дуги). Их формирование связано с изгибом литосферных плит при погружении.

С воздыманием Джебашского выступа был связан метаморфизм слагающих его пород. В дальнейшем за геологически небольшой срок могло произойти перемещение островной дуги из Северо-Саянского пояса в южном направлении в открытый океан, и джебашский выступ стал выполнять роль ее фронтальной части (нижнемонокская свита в Борусском поясе), а Северо-Саянский — более тыловой. В это же время в Куртушибинском хребте продолжалось формирование чингинской свиты. При субдукции литосферных плит теперь уже у основания джебашского поднятия в глубоководном желобе породы чингинской свиты претерпевали метаморфизм при высоких давлениях и сравнительно низких температурах с превращением в глаукофан-метаморфические сланцы (акольская серия). Такой в общих чертах нам представляется раннекембрийская история геологического развития исследованного региона на основе сопоставления вещественного состава древних вулканических пород с современными, формирующимися в определенной геодинамической обстановке.

Что касается более поздних событий, то специально этим вопросом мы не занимались. Однако, судя по литературным данным, и в первую очередь по вещественному составу сформированных в это время пород [Добрецов, Пономарева, 1977; Велинский, 1968; и др.], режим островной дуги в Северо-Саянском и Борусском поясах просуществовал весь кембрий (верхнемонокская и арбатская свиты). Постепенно (в связи с замыканием Западно-Саянской области на месте Куртушибинского поднятия) начала развиваться островная дуга (терешкинская, ишкинская, аласучская свиты).

Следует отметить, что предлагаемая модель развития носит самый общий характер. Без сомнения, она может быть уточнена и конкретизирована по мере накопления фактического материала и решения ряда дискуссионных проблем геолого-тектонического плана.

В данной работе авторы попытались определить роль некоторых петрологических процессов, которые приводят к появлению коры континентального типа за счет океанической в таких широко распространенных структурах земного шара, как островные дуги.

Было показано, что в наиболее общем виде для островных дуг с достаточно хорошо развитым слоем континентальной коры характерна стадийность развития. Из приведенных материалов можно выделить следующие основные стадии.

1. Изучение наиболее глубинных частей фундамента, а также ксенолитов, выносимых на поверхность расплавами, показывает, что заложение островных дуг происходило частично на коре океанического типа, которая формировалась раньше островной дуги, по всей вероятности, в районах срединно-океанических хребтов, поскольку все породы, свойственные фундаменту, известны и в пределах океанов. В стратиграфическом отношении фундамент довольно отчетливо можно разделить на три части: внизу—ультрабазиты, выше—габбро-амфиболитовая толща и еще выше —толеитовые базальты и кремнистые осадки.

2. При образовании на границе литосферных плит глубоководного желоба и сейсмофокальной зоны начинается формирование вулканической гряды и других структурных элементов островной дуги, усиливается расчленение рельефа, изменяется характер осадконакопления, резче проявляются черты его дифференциации.

Одновременно изменяются и более глубинные горизонты. Под влиянием поступающих из сейсмофокальной зоны флюидных потоков начинается преобразование ультраосновного вещества в областях будущего магмообразования. За счет этих процессов граница Мохо становится размытой, а иногда и полностью исчезает, поэтому можно говорить о наращивании базальтового слоя снизу. Такой процесс является, по-видимому, одной из начальных стадий роста континентальной земной коры.

Поскольку поднимающиеся с различной глубины флюиды имеют неодинаковый состав, то характер преобразования ультраосновного вещества во фронтальных и более тыловых частях должен быть разным и в первом приближении, очевидно, будет соответствовать характеру изменения состава расплавов вкрест простираения островной дуги. Строго говоря, состав субстрата, глубина формирования расплавов, отсутствие под островными дугами четких геофизических границ не позволяют однозначно интерпретировать источник образующихся магм. Но считая его мантийным, мы предполагаем, что состав расплавов определяется главным образом составом флюидной фазы, несомненно имеющей мантийный характер.

3. Полное развитие магматических очагов под островными дугами и связанный с этим интенсивный вулканизм приводят к дальнейшему росту континентальной земной коры, постепенному ее раскислению, как за счет метасоматических преобразований, так и за счет кристаллизации кислых интрузий на глубине. Повышенный тепловой поток за счет кон-

вективного переноса тепла одновременно способствует развитию процессов метаморфизма вплоть до амфиболитовой фации. Начинается постепенно прогрессирующий рост гранитного слоя.

4. Этот рост значительно усиливается при постепенной или скачкообразной миграции глубоководного желоба в сторону океана. В этом случае фронтальные части старой островной дуги будут выполнять роль более тыловых в новой. Все описанные выше процессы повторяются, но они накладываются на уже преобразованные на предыдущем этапе участки. Поэтому здесь происходит дальнейшее увеличение мощности гранитного слоя. В конце концов образуется эшелонированная система вулканических поясов, как наблюдается на Камчатке или в Японии.

Данный период отвечает орогенной стадии, с точки зрения классической геосинклинальной теории. В это время формирующийся гранитный слой носит черты плагиогнейсового типа. Появление типичных калиевых гранитов и окончательное формирование гранитного слоя происходит в более позднюю стадию.

Полученные материалы по вещественному составу вулканических пород современных островных дуг и океанов могут быть успешно использованы для палеотектонических реконструкций геологического прошлого. Подобные реконструкции, проведенные нами, показывают, что уже, по крайней мере, с начала фанерозоя рост и развитие коры континентального типа за счет преобразования океанической коры мало чем отличались по характеру геологического развития от процессов в современных структурах на стыке континентов и океанов.

- Абрамов В. А., Андреев В. Н., Селиванова Г. И. О составе продуктов извержения вулкана Ключевская сопка в 1974 г.— Геол. и геофиз., 1978, № 6, с. 115—121.
- Абрамов В. А., Завьялова Л. Л. О формах нахождения каля в ксенолитах ультраосновных пород из кимберлитов.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 4, с. 683—685.
- Абрамов В. А., Пополитов Э. И. К геохимической характеристике ксенолитов пород верхней мантии.— Докл. АН СССР, 1977, т. 231, № 4, с. 945—948.
- Авдейко Г. П., Хренов А. П., Флеров Г. Б., Токарев П. И., Широков В. А., Меньшиков И. А., Чирков А. М., Вольнец О. Н., Дубик Ю. М., Вергасова Л. П., Пономарев Г. П. Извержение вулкана Алаид в 1972 г.— Бюл. вулканологических станций, 1974, № 50, с. 64—80.
- Аверьев В. В., Богоявленская Г. Е., Брайцева О. А., Вакин Е. А., Пилипенко Г. Ф. Вулканизм и гидротермы Узонско-Семячинского геотермального района на Камчатке.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., Наука, 1971, с. 207—241.
- Аверьянова В. Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. М., Наука, 1968. 142 с.
- Адамия Ш. А., Гамекрелидзе И. Н., Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря.— Геотектоника, 1974, № 1, с. 78—94.
- Аносов Г. И., Балеста С. Т., Утнасин В. К. Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами.— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М., Наука, 1977, с. 115—122.
- Апрелков С. Е. Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки.— Геотектоника, 1972, № 2, с. 47—61.
- Бабич В. В. Петрогеохимические особенности четвертичного вулканизма Срединного хребта Камчатки.— Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 5, с. 1198—1201.
- Баженов И. К. Очерки по геологии Сибири. Западный Саян. М., Изд-во АН СССР, 1934. 187 с.
- Балакина Л. М. Очаги землетрясений и поле напряжений в земной коре и верхней мантии окраинной зоны Тихого океана.— В кн.: Геофизика дна Тихого океана. М., Наука, 1974, с. 118—132.
- Балеста С. Т. Глубинное строение вулканических аппаратов по сейсмологическим данным.— Автореф. канд. дис., Новосибирск, 1969. 20 с.
- Балеста С. Т., Зубин М. И., Утнасин В. К., Аносов Г. И. Строение земной коры Камчатки по данным ГСЗ и гравиметрии.— В кн.: Вулканизм островных дуг. М., Наука, 1977, с. 35—42.
- Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В., Добровольский В. В., Капица А. П., Логачев Н. А., Милановский Е. Е., Поляков А. И., Рыкулов Л. Н., Седов В. В. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 3. М., Наука, 1974. 288 с.
- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 9—29.
- Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, Наука, 1968. 154 с.
- Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978. 222 с.
- Влодавец В. И., Пийп Б. И. Каталог действующих вулканов СССР.— Бюл. вулканологических станций, 1957, № 25, с. 95.
- Вольнец О. Н. О возникновении кислых расплавов в результате пирометаморфизма.— В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, Наука, 1973, с. 151—178.
- Вольнец О. Н. О неоднородности составов пород в потоках и экструзиях кислых лав.— В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, Наука, 1973, с. 57—92.
- Вольнец О. Н., Богоявленская Г. Е. Типы и проблема генезиса гранитоидных включений в четвертичных лавах Камчатки.— В кн.: Вулканизм островных дуг. М., Наука, 1977, с. 232—254.

Вольнец О. Н., Богоявленская Г. Е., Пополитов Э. И. Петрография, химизм, контактовые преобразования и вопросы генезиса гранитоидных включений в четвертичных вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978, с. 168—199.

Вольнец О. Н., Ермаков В. Н., Кирсанов И. Т., Дубик Ю. М. Петрохимические типы четвертичных базальтов Камчатки и их геологическое положение.— Бюл. вулканологических станций, 1976, № 52, с. 115—126.

Вольнец О. Н., Колосков А. В. Плагноклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. Новосибирск, Наука, 1976. 136 с.

Вольнец О. Н., Пополитов Э. И., Колосков В. М., Кирсанов И. Т., Флеров Г. Б., Дубик Ю. М. Геохимические особенности оливинов из четвертичных базальтов Камчатки и Курильских островов и некоторые вопросы петрогенезиса.— Геохимия, 1975, № 3, с. 412—419.

Вольнец О. Н., Пополитов Э. И., Флеров Г. Б., Кирсанов И. Т. Состав и геохимические особенности плагноклазов четвертичных вулканических пород Камчатки и Курильских островов.— Геохимия, 1977, № 5, с. 735—747.

Вольнец О. Н., Флеров Г. Б. Петрохимические особенности верхнемеловых-третичных плутонических и вулканоплутонических формаций Центральной Камчатки.— В кн.: Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М., Наука, 1967, с. 131—186.

Вольнец О. Н., Флеров Г. Б., Андреев В. Н., Пополитов Э. И., Абрамов В. А., Петров Л. Л., Щека С. А. Петрохимия, геохимия и вопросы генезиса пород Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1977 гг. Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 4, с. 940—943.

Вольнец О. Н., Хренов А. П., Флеров Г. Б., Ермаков В. А. Первые результаты изучения вещественного состава пород Толбачинского извержения.— Бюл. вулканологических станций, 1977, № 53, с. 13—26.

Вольнец О. Н., Щека С. А., Дубик Ю. М. Оливин-апортитовые включения вулканов Камчатки и Курил.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978, с. 124—167.

Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М., Наука, 1964. 723 с.

Геологическое развитие Японских островов. М., Наука, 1968.

Глазунов О. М. Геохимические типы гипербазитов.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1977, с. 223—231.

Гнибиденко Г. С., Туезов И. К. Акватория Охотского моря.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, Наука, 1976, с. 99—110.

Горшков Г. С. О глубине залегания магматического очага Ключевского вулкана.— Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., Наука, 1967. 287 с.
Горшков Г. С. Происхождение андезитов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 139—140.

Дмитриев Л. В. Геохимия и петрология коренных пород срединно-океанических хребтов. Автореф. докт. дис. М., 1972. 45 с.

Добрецов Н. Д., Пономарева Л. Г. Западный Саян.— В кн.: Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск, Наука, 1977, с. 128—205.

Дубик Ю. М. Ксенолиты и ультраосновные включения в лавах вулкана Ксудач (Южная Камчатка).— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969. 44 с.

Еремеев В. П., Сибилев А. К. Саяно-Тувинский гипербазитовый пояс и связанная с ним металлогения.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрологии. М., Наука, 1974, с. 340—343.

Ермаков В. А. Режим щелочей в четвертичных вулканиках Ключевой группы вулканов.— В кн.: Вопросы петрохимии. Ленинградская картфабрика, 1969, с. 331—334.

Ермаков В. А. Формационное расчленение четвертичных вулканических пород. М., Наука, 1977. 233 с.

Ермаков В. А., Вольнец О. Н., Колосков А. В., Кирсанов И. Т., Рудич К. Н. Петрология четвертичных вулканических пород Камчатки.— В кн.: Вулканизм островных дуг. М., Наука, 1977, с. 190—204.

Ермаков В. А., Фарберов А. И., Хотин М. Ю., Ванде-Кирков Ю. В. Включения габброидов и амфиболитов в вулканических породах Камчатки.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978, с. 67—123.

Заварицкий А. П. Вулканическая зона Курильских островов.— Вестник АН СССР, 1946, № 1, с. 41—48.

Закариадзе Г. С., Лордкипанидзе М. Б., Пополитов Э. И. Вопросы геохимической эволюции вулканизма внутридуговых рифтов на примере Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта.— Геохимия, 1978, № 6, с. 821—831.

- Захаров М. Н., Легайдо В. А. Геохимические особенности магматических комплексов верхнего мела и палеогена Туромченского наложенного прогиба (Охотско-Чукотский вулканический пояс).— *Геохимия*, 1976, № 11, с. 1653—1661.
- Зимин С. С. Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток, 1976. 159 с.
- Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963. 112 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— *Геотектоника*, 1978, № 1, с. 19—42.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976. 235 с.
- Зубин М. И., Мелекесцев И. В., Таракановский А. А., Эрлих Э. Н. Четвертичные кальдеры Камчатки.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, 1969, с. 54—55.
- Зубин М. И., Смирнов В. С., Таракановский А. А. Плотностные и геоэлектрические неоднородности в земной коре и верхней мантии в районе Ключевской группы вулканов.— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М., Наука, 1977, с. 136—144.
- Иванов Б. В. Извержение Карымского вулкана в 1962—1965 гг. и вулканы Карымской группы. М., Наука, 1970. 135 с.
- Иодер Т. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965. 248 с.
- Исландия и срединно-океанический хребет (геохимия)/Герасимовский В. И., Поляков А. М., Дурасова Н. А. и др. М., Наука, 1978. 184 с.
- Ишбулатов Р. А. Экспериментальные исследования пород щелочноземельной серии при давлениях 25—43 кбар. Автореф. канд. дис. М., 1975. 25 с.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова. Сер. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1974. 439 с.
- Канн Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 91—102.
- Книппер А. А. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (юг Европы, Западная часть Азии и Куба). М., Наука, 1975. 208 с.
- Кожемяка Н. Н., Огородов Н. В., Мелекесцев И. В., Ермаков В. А. Некоторые особенности эволюции и эффект четвертичного вулканизма Камчатки.— *Бюл. вулканологических станций*, 1975, № 51, с. 94—102.
- Колосков А. В., Хотин М. Ю. Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978, с. 36—66.
- Косминская И. П., Зверев С. М., Вейцман П. С. и др. Основные черты строения земной коры Охотского моря и Курило-Камчатской зоны Тихого океана по данным ГСЗ.— *Изв. АН СССР. Сер. геофиз.*, 1963, № 1, с. 20—21.
- Кузин И. П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. М., Наука, 1974. 130 с.
- Кузьмин М. И., Пополитов Э. И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и активных континентальных окраин и некоторые проблемы петрогенезиса.— *Геохимия*, 1978, № 5, с. 691—699.
- Кутолин В. А., Фролова Т. М. Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусы и Забайкалья и состав верхней мантии Земли.— В кн.: *Вопросы петрологии основных и ультраосновных пород*. М., Наука, 1972, с. 55—80.
- Куширо И. Частичное плавление перидотитов в присутствии воды и в сухих условиях при высоких давлениях и генезис магм.— В кн.: *I Международный геохимический конгресс*. Т. 1. М., Наука, 1972, с. 37—47.
- Леглер В. А. Развитие Камчатки в кайнозой с точки зрения теории тектоники литосферных плит.— В кн.: *Тектоника литосферных плит*. М., ВИНТИ, 1977, с. 137—169.
- Леонова Л. Л. Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узонско-Гейзерной депрессии.— В кн.: *Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование*. М., Недра, 1974, с. 50—60.
- Леонова Л. Л. Геохимия четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги.— В кн.: *Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе*. М., Наука, 1977, с. 148—157.
- Леонова Л. Л., Волюнец О. Н., Ермаков В. А., Кирсанов И. Т., Дубик Ю. М., Пополитов Э. И. Типы четвертичных базальтов Камчатки в связи с проблемой первичных магм.— В кн.: *Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса*. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 195.
- Леонова Л. Л., Кирсанов И. Т. Геохимия базальтов Ключевской сопки.— *Геохимия*, 1974, № 6, с. 875—884.
- Леонова Л. Л., Удальцова Н. И. Редкие элементы в вулканических породах Курильских островов.— В кн.: *Вулканизм и глубины Земли*. М., Наука, 1971, с. 178—181.
- Леонова Л. Л., Удальцова Н. И., Волюнец О. Н., Колосков А. В., Флеров Г. Б. К геохимии радиоактивных (U, Th), щелочных (Li, Rb, Cs) элементов и бора в интрузивных комплексах центральной Камчатки.— *Геол. и геофиз.*, 1971, № 1, с. 10—16.

Леонова Л. Л., Удальцова Н. И., Иванов Б. В. Радиактивные (U, Th) и редкие щелочные (Li, Rb, Cs) элементы в породах Карымского вулкана (Камчатка).— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., Наука, 1971, с. 181—185.

Леонова Л. Л., Огородов Н. В. Геохимия четвертичных базальтов Срединного хребта Камчатки.— Геол. и геофиз., 1975, № 12, с. 102—108.

Леонова Л. Л., Шеймович В. С., Бобкова Е. С. К вопросу о генезисе кислых пород вулкана Ходутка (Южная Камчатка).— Геохимия, 1978, № 5, с. 700—707.

Лутц Б. Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., Наука, 1975. 167 с.

Лутц Б. Г., Павленко А. С., Пополитов Э. И., Серенко В. П. Вещественная природа астеносферного слоя под древними платформами.— Геохимия, 1977, № 6, с. 840—846.

Максимов А. П. Геохимические особенности вулканов Удинской группы.— В кн.: Глубинное строение, сейсмичность и современная деятельность Ключевской группы вулканов. Владивосток, 1976, с. 77—84.

Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов.— В кн.: Первый международный геохимический конгресс. Т. 3, кн. 1, 1972, с. 3—14.

Марков М. С. Метаморфические комплексы и «базальтовый» слой земной коры островных дуг. М., Наука, 1975. 228 с.

Марков М. С., Аверьянова В. Н., Карташев И. П. и др. Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. М., Наука, 1967. 224 с.

Мархинин Е. К., Стратула Д. С. Некоторые петрологические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., Наука, 1971, с. 11—16.

Масуренков Ю. П. Проблема включений и возможности вулканической петрологии.— Бюл. вулканологических станций, 1974, № 50, с. 10—18.

Мелсон У. Г., Томсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 30—49.

Минц М. Б. Контрастный вулканизм мелового времени в юго-западной части Ульинского наложенного прогиба (Охотско-Чукотский пояс). Автореф. канд. дис. М., 1972. 23 с.

Миясиро А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., Мир, 1974, с. 243—265.

Мурс Э. М., Вайн Д. Ж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 50—74.

Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И. Геохимия дифференцированных трапов. М., Наука, 1973. 198 с.

Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., Мир, 1967. 302 с.

Огородов Н. В., Кожемяка Н. Н., Важеевская А. А., Огородова А. С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М., Наука, 1972. 190 с.

Павлов Ю. А., Сергеев К. Ф. Курило-Камчатский глубоководный желоб.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, Наука, 1976, с. 230—238.

Пампура В. Д., Пополитов Э. И., Волюнец О. Н., Огородов Н. В., Важеевская А. А., Кожемяка Н. Н., Литасов Н. Е. Геохимические особенности четвертичных вулканов Южно-Камчатского вулканического пояса.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ-1978, Иркутск, 1979, с. 45—52.

Патока М. Г., Успенский В. С. Кислые субщелочные и щелочные породы Центральной Камчатки.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1168—1171.

Пейве А. В., Штрейф Н. А., Церфильев А. С., Помелов И. И., Руженцов С. В., Самыгин С. Г. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., Наука, 1971, с. 9—24.

Петров Л. Л., Волюнец О. Н., Леонова Л. Л., Хренов А. П. Некоторые закономерности распределения фтора в вулканических породах Камчатки и Курилы.— В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М., Наука, 1977, с. 140—147.

Петров Л. Л., Хренов А. П. Бериллий, бор и фтор в породах извержения вулкана Алаид в 1972 г. (прорыв Олимпийский).— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ-1976, Иркутск, 1977, с. 31—35.

Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции/Под ред. Э. Н. Эрлиха. М., Наука, 1966. 280 с.

Пинус Г. В., Великий В. В., Леснов Ф. В., Банников О. Л., Агафонов Л. В. Альпинотипные гипербазиты Авадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск, Наука, 1973. 320 с.

Пискунов Б. Н. Петрохимическая систематика высокоглиноземистых базальтов и распределение их типов в структуре Курильской островной дуги.— В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М., Наука, 1977, с. 158—166.

Пискунов Б. Н., Сергеев К. Ф., Федорченко В. И. Курильская островная дуга. Геологическое строение.— В кн.: Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Новосибирск, Наука, 1976, с. 190—220.

Пополитов Э. И. Процессы формирования океанической коры в рифтовых зонах по геохимическим данным.— В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 101—102.

Пополитов Э. И. Геохимические аспекты взаимодействия коры океанического и континентального типа.— В кн.: Геохимия эндогенных процессов. Иркутск, 1977₁, с. 16—20.

Пополитов Э. И. Геохимические особенности магматизма островных дуг и некоторые проблемы петрогенезиса.— В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, Наука, 1977₂, с. 206—214.

Пополитов Э. И., Волюнец О. Н. Геохимические особенности пород фундамента под островными дугами (на примере Камчатки).— Ежегодник СибГЕОХИ-1975, Иркутск, 1976, с. 25—30.

Пополитов Э. И., Волюнец О. Н., Селиванова Г. И. Геохимические особенности четвертичных базальтов Камчатки.— В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ-1974. Новосибирск, Наука, 1976₁, с. 92—97.

Пополитов Э. И., Леонова Л. Л., Знаменский Е. Б., Цыханский В. Д. Распределение Nb и Ta в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги.— Геохимия, 1976₂, № 1, с. 29—35.

Пополитов Э. И., Философова Т. М., Селиванова Г. И. Геохимические особенности и генезис плагиигранитных интрузий Западно-Саянской эвгеосинклинальной зоны.— Геохимия, 1973, № 11, с. 1636—1642.

Рингвуд А. Е., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклит и применение результатов этого изучения в петрологии.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с. 78—117.

Розен О. М., Марков М. С. О происхождении амфиболитов метаморфического меланократового фундамента островных дуг (на примере Ганальского хребта Камчатки).— Геотектоника, 1973, № 3, с. 27—39.

Розенкранц А. А., Ковалева В. В. Древняя зона Бенъоффа Камчатского полуострова и ее роль в формировании Срединного вулканического пояса.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 139—141.

Рудич К. Н., Волюнец О. Н., Ермаков В. А., Колосков А. В. Многообразие вулканических пород Камчатки и проблемы их генезиса.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 235—249.

Савельев А. А., Савельева Г. Н. Войкаро-Сыньинский массив.— В кн.: Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск, Наука, 1977, с. 60—88.

Сахно В. Г., Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Куренцова Н. А. Геохимические особенности ультраосновных включений и лав вулканов Тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхней мантией.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., Наука, 1971, с. 189—194.

Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоника Камчатки. М., Наука, 1967. 219 с.

Селянтин О. Б. Гомеогенные включения и возможности реконструкции механизма дифференциации магмы в недрах вулканических аппаратов.— Бюл. вулканологических станций, № 50, 1974, с. 45—52.

Сивов А. П. Нижний кембрий Западного Саяна.— Изв. ТПИ, 1953, т. 74, вып. 2.

Симбирева И. Г., Федотов С. А., Феофилактов В. Д. Геодинамика Курило-Камчатской дуги по сейсмологическим данным.— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М., Наука, 1977, с. 91—103.

Смышляев В. Н. Плагиигранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна.— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 92—106.

Тараканов Р. З., Левый Н. В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным.— Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 3, с. 571—574.

Тейлор С. Геохимия андезитов.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., Мир, 1972, с. 16—39.

Титаева Н. А., Ермаков В. А., Зозуля Т. А., Ставров О. Р. Геохимические особенности продуктов трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг.— Докл. АН СССР, 1977, т. 235, № 3, с. 676—679.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970. 552 с.

Фаворская М. А., Волчанская И. К., Фрих-Хар Д. И., Баскина В. А., Дудыкина А. С. Магматизм Юго-Восточной Камчатки, его связь с проблемами тектонической активизации. М., Наука, 1965. 152 с.

Фарберов А. И., Левыкин А. И., Ермаков В. А., Балеста С. Г. Состав и состояние вещества земной коры в районе Ключевской группы вулканов.— В кн.: Вулканизм и геодинамика. М., Наука, 1977, с. 122—136.

Федорченко В. И., Родионова Р. И. Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск, Наука, 1975. 140 с.

Федотов С. А. Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964 год.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., Наука, 1966, с. 8—24.

Федотов С. А., Мархинин Е. К., Ковалев Г. И., Цюрюпа А. И., Слезин Ю. Б. Большое трещинное Толбачинское извержение на Камчатке. Южный прорыв.— Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1155—1158.

Федотов С. А., Фарберов А. И. Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., Наука, 1966, с. 43—48.

Федотов С. А., Чирков А. М., Андреев В. Н., Гусев Н. А., Разина А. А., Хренов А. П. Краткое описание хода трещинного Толбачинского извержения в 1975 г.— Бюл. вулканологических станций, 1977, № 53, с. 3—12.

Филатова Н. И., Дворянкин А. И. Эволюция вулканизма центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 4, с. 51—68.

Фишер Р. Л., Энгель С. Дж. Лердолит, авортозит, габбро и базальт, драгированные из поперечных разломов и рифтовой зоны Индоокеанского Срединного океанического хребта.— Геохимия, 1970, № 6, с. 661—677.

Флеров Г. Б., Хренов А. П., Петрова В. В. Пемзовые и пемзовидные включения в базальтах четвертичных вулканов Камчатки и Курил (первичная природа, состав и процессы пирометаморфизма).— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978, с. 200—218.

Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., Мир, 1974. 213 с.

Фролова Л. П., Глазунов О. М., Новиков В. М. Формы концентрации калия и натрия в гипербазитах.— Докл. АН СССР, 1973, т. 212, № 5, с. 1210—1212.

Ханухова Д. Т., Жариков В. А., Ишбулатов Р. А., Литвин Ю. А. Твердые растворы пироксенов в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{—CaAl}_2\text{SiO}_6\text{—SiO}_2$ при 35 кбар и 1200°C.— Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 1, с. 185—187.

Хедж К. Е., Горшков Г. С. Изотопный состав стронция в вулканических породах Камчатки.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 6, с. 1200—1203.

Херасков Н. Н. Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 35—58.

Хотин М. Ю. Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М., Наука, 1976. 194 с.

Хренов А. П., Флеров Г. Б. Особенности дифференциации и кристаллизации базальтового расплава в вулканическом канале прорыва Олимпийский (вулкан Алай).— В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 172—173.

Шиллинг Дж. Г. Эволюция морского дна на основе данных по геохимии редкоземельных элементов.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., Мир, 1973, с. 198—241.

Щеглов А. П. Опыт генетической классификации прогибов как основы тектонического районирования центральной части Саяно-Алтайской складчатой области. Труды СНИИГГМСа, 1967, вып. 57, с. 81—87.

Щеглов А. П. Основные типы разрезв кембрийских отложений Тувы и их тектоническая позиция. Труды СНИИГГМСа, 1969, вып. 84, с. 32—40.

Щека С. А. О явлениях метаморфизма гипербазитовых включений до попадания в базальтовую магму.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 3, с. 704—707.

Щека С. А. Некоторые аспекты проблемы генезиса включений в вулканах островных дуг.— В кн.: Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М., Наука, 1978, с. 5—35.

Щека С. А., Сахно В. Г., Макарова Ж. А., Лаговская Е. С. О происхождении гипербазитовых включений в эффузивах вулканов Авачинской группы.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии в минералогии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, Изд-во ДВФ СО АН СССР, 1970, с. 112—116.

Щека С. А., Чудакова Ю. С., Кувакин Г. И. Об апортитовых включениях вулкана Кихинич.— В кн.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970, с. 118—120.

Эрлих Э. Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск, Наука, 1973. 244 с.

Эрлих Э. Н., Кутыев Ф. Ш. Глубинные включения в базальтах островных дуг и океанов. Камчатка.— В кн.: Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск, Наука, 1975, с. 165—175.

Эрлих Э. Н., Шамшер А. Е., Кутыев Ф. Ш. Меймечиты Восточной Камчатки.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 3, с. 3—9.

Anderson D. L. Chemical plumage in the mantle.— Geol. Soc. of Amer. Bull., 1975, v. 86, N 11, p. 1593—1600.

Aumento F. Diorities from the Mid-Atlantic ridge at 45° N.— Science, 1969, v. 165, N 3898, p. 1112—1113.

Ayuso R. A., Bence A. E., Taylor S. R. Upper Jurassic tholeiitic basalts from DSDP leg 11.— J. Geoph. Res., 1976, v. 81, N 23.

- Baker J. Petrology of the volcanic rocks of Saint Helena island, south Atlantic.—*Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1969, v. 80, N 7, p. 1283—1310.
- Baxter A. N. Petrology of the oldeer series lavas from Mauritius, Indian Ocean.—*Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1975, v. 86, N 10, p. 1248—1259.
- Baxter A. N. Geochemistry and petrogenesis of primitive alkali basalt from Mauritius, Indian Ocean.—*Geol. Sci. Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 7, p. 1028—1034.
- Blanchard D. P., Rhodes J. M., Dungan M. A., Rodgera K. V., Donaldson C. H., Brannon J. C., Jacobs J. W., Gibson E. K. The chemistry and petrology of basalts from leg 37 of Deep-Sea-Drilling Project.—*J. Geoph. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4231—4246.
- Boettcher M. L. Volcanism in orogenic belts and the origin of andesites.—*Thectonophys.*, 1973, v. 17, N 3, p. 223—241.
- Boyd F. R. The pyroxene geotherm.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, N 12, p. 2533—2546.
- Bryan W. B., Thompson G., Frey F. A., Dickey J. S. Inferred geologic settings and differentiation in basalts from the deep-sea-drilling project.—*J. Geoph. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4285—4304.
- Bryan W. B., Still G. D., Ewart A. Geology, petrography and geochemistry of the volcanic island of Tonga.—*J. Geoph. Res.*, 1972, v. 77, N 8, p. 1566—1586.
- Bryan W. R., Frey F. A., Thompson G. Oldest Atlantic seafloor: Mesozoic basalts from western North Atlantic margin and eastern North America.—*Contrib. Miner. and Petrol.*, 1977, v. 64, N 2, p. 233—242.
- Bullittide R. J., Green D. H. Experimental studies at high pressure on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite magmas.—*Earth. and Planet. Sci. Lett.*, 1968, v. 3, N 4, p. 325—337.
- Burke K. C., Wilson T. Hot spots on the earth's surface.—*Sci. Amer.*, 1976, v. 235, N 2, p. 46—57.
- Byerly C. R., Melson W. G. Rhyodacites, andesites, ferro-basalts from Galapagos spreading center.—*Earth. and Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 30, N 2, p. 215—221.
- Church S. E., Tilton G. R. Lead and strontium isotopic studies in the Cascade Mountains: bearing on andesite genesis.—*Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1973, v. 84, N 2, p. 431—453.
- Cohen L. H., Ito K., Kennedy G. C. Melting and phase relations in anhydrous basalt to 40 kbars.—*Amer. J. Sci.*, 1967, N 265, p. 475—518.
- Cole J. W. High alumina basalts of Taupo volcanic zone, New Zealand.—*Lithos*, 1973, v. 6, p. 53—64.
- Cole J. W. Andesites of the Tongariro volcanic centre, North Island, New Zealand.—*J. Volc. and Geoth. Research*, 1978, v. 3, N 1/2, p. 121—153.
- Coleman R. G., Peterman Z. E. Oceanic plagiogranite.—*J. Geoph. Res.*, 1975, v. 80, N 8, p. 1099—1108.
- Cox R. G., Gass I. G., Mallick D. I. The peralkaline volcanic suite of Aden and Little Aden, south Arabia.—*J. of Petrol.*, 1970, v. 11, N 33, p. 433—463.
- Davies H. L. Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua: An overthrust plate of oceanic mantle and crust.—*Bur. Min. Res. Austr. Bull.*, 1971, v. 128, p. 48.
- Delong S. E. Distribution of Rb, Sr and Ni in igneous rocks, central and western Aleutian Islands, Alaska.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1974, v. 38, N 2, p. 245—266.
- Dickey J. S., Frederick J., Frey A., Hart S. R., Watson E. B., Thomson J. Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction South Atlantic.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1977, v. 41, N 8, p. 1105—1118.
- Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristic of oceanic basalts and the upper mantle.—*Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1965, v. 76, p. 719—734.
- Ewart A., Bryan W. B. Petrography and Geochemistry of the igneous rocks from Eua Tonga islands.—*Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 11, p. 3281—3298.
- Ewart A., Brothers R. N., Mateen A. An outline of the geology and geochemistry and the possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga-Kermadec-New Zealand island arc.—*J. Volc. and Geoth. Research*, 1977, v. 2, N 3, p. 207—250.
- Ewart A., Stipp J. J. Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand as indicated by a study of $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ ratios and Sr, Rb, K, U and Th abundances.—*Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1968, v. 32, N 7, p. 699—736.
- Fisher R. L., Engel C. G. Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system, western Indian ocean.—*Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1975, v. 86, N 11, p. 1553—1578.
- Fleet A., Handorson P., Rempe D. Rare-earth element and related chemistry of some drilled southern Indian ocean basalts and volcanogenic sediments.—*J. Geoph. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4257—4268.
- Flower M. F. J. Trace-element distribution in lavas from Anjouan and Grand-Comore, western Indian ocean.—*Chem. geol.*, 1973, v. 12, N 2, p. 81—98.
- Flower M. F. J., Robinson P. T., Schmincke H. U., Ohnmacht W. Magma fractionation systems beneath Mid-Atlantic Ridge at 36—37 N.—*Contrib. Miner. and Petrology*, 1977, v. 64, N 2, p. 167—196.
- Frey F. A. Atlantic Ocean floor: Geochemistry and Petrology of basalts from legs 2 and 3 of the Deep-Sea-Drilling Project.—*J. Geoph. Res.*, 1974, v. 79, N 35, p. 5507—5527.

- Gass I. G., Mallick D. I. J., Cox K. G. Volcanic islands of the Red Sea.— *J. Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1973, v. 129, N 3, p. 275—311.
- Gill J. B. Geochemistry of Viti Levu, Fiji and its evolution as an island arc.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1970, v. 27, N 3, p. 179—203.
- Gill J. B. Role of Underthrust oceanic crust in the genesis of a Fijian calc-alcaline Suite.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1974, v. 43, N 1, p. 29—47.
- Gill J. B. Composition and age of Lau Basin and Ridge volcanic rocks. Implications for evolution of an interarc basin and remnant arc.— *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1976, v. 37, p. 1384—1395.
- Green D. H. A review of experimental evidence on the origin of basaltic and nephelinitic magmas.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1970, v. 3, p. 221—235.
- Green D. H. Magmatic activity as the major process on chemical evolution of the earth's crust and mantle.— *Tectonophys.*, 1972, v. 13, N 1—4, p. 47—71.
- Gunn B. M. Trace element partition during olivine fractionation of Hawaiian basalts.— *Chem. Geol.*, 1971, v. 8, N 1, p. 1—15.
- Gunn B. M., Coy-YEER, Watkins D., Abranson E., Nougier J. Geochemistry of an oceanite-ankaramite-basalt suite from east island, Grozet archipelago.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1970, v. 28, N 4, p. 319—339.
- Gunn B. M., Watkins N. D., Trzaenski W. E., Nougier J. The Amsterdamst. Paul volcanic province and the formation of low Al tholeiitic andesites.— *Lithos*, 1975, v. 8, N 2, p. 137—150.
- Gunn B. M., Watkins N. D. Geochemistry of the Verde Islands and Fernando de Noronha.— *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1976, v. 87, N 8, p. 1089—1100.
- Hawkins J. W. Petrology and geochemistry of basalt rocks of the Lau Basin.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, v. 28, N 3, p. 283—289.
- Hudges D. J., Brown G. C. Basalts from Madeira: a petrochemical contribution to the genesis of oceanic alkali rocks series.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1972, v. 37, N 2, p. 91—110.
- Hedge C. E., Lewis I. F. Isotopic composition of strontium in three basalt-andesite centres along the Lesser Antilles arc.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1971, v. 32, N 1, p. 32—45.
- Hedge C. E., Peterman Z. E., Dickinson R. Petrogenesis of lavas from Western Samoa.— *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1972, v. 83, N 9, p. 2709—2714.
- Jakes P. I., White A. I. R. Composition of islands arcs and continental growth.— *Earth. and Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 12, N 2, p. 224—230.
- Issiki N. Petrology of Hachijima volcano group, seven Izu Islands, Japan.— *J. Facult. Sci., Univ. Tokyo*, 1963, v. XV, part 1, p. 91—134.
- Iagannadham A., Boyd F. R. Partitioning of Ti and Al and its bearing on the mare basalts.— *Carnegie Inst. Annual. Rept. Div. Geophys. Lab.*, 1972—1973, Washington D. C., 1973.
- Katsui J., Oba J., Ando S., Hishmura S., Masuoba J., Kurasawa H., Fijimoki H. Petrochemistry of the quaternary volcanic rocks of Hokkaido, North Japan.— A. preprint, presented at the Japanese-Soviet Seminar on Geodynamic Project, 1974. 28 p.
- Kay R. W. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust.— *J. Volc. and Geoth. Research*, 1978, v. 4, N 1, p. 117—132.
- Kay R., Hubbard N. J., Gast P. W. Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks.— *J. Geoph. Res.*, 1970, v. 75, N 8, p. 1585—1613.
- Kay R. W., Sun S. S., Lee-Hu C. N. Pb and Sr isotopes in volcanic rocks from the Aleutian Islands and Pribilof Islands, Alaska.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1978, v. 4, N 3, p. 263—273.
- Keller J. Petrology of some volcanic rock series of the Aeolian arc, Southern Tyrrhenian Sea: calc-alkaline and shoshonitic associations.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1974, v. 46, N 1, p. 25—47.
- Kudo A. M., Weill D. F. An igneous plagioclase thermometer.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1970, v. 25, N 1.
- Le Maitre R. W. Petrology of volcanic rocks, Gough island, south Atlantic.— *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1962, v. 73, N 11, p. 1309—1340.
- Kuno H. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan.— *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1950, v. 61, p. 957—1020.
- Kuno H. Mafic and ultramafic nodules in the basaltic rocks of Hawaii.— *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1969, v. 115, p. 189—234.
- Lipman P. W. Alkaline and tholeiitic basaltic volcanism related to the Rio-Grande depression, southern Colorado and northern New Mexico.— *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1969, v. 80, p. 1343—1357.
- Ludden I. N. Magmatic evolution of the basaltic shield volcanoes of Reunion island.— *J. Volc. and Geoth. Research*, 1978, v. 4, N 112, p. 171—198.
- Macdonald G. A., Katsura T. Chemical composition of Hawaiian lavas.— *J. of Petrol.*, 1964, v. 5, N 1, p. 82—133.
- Mackenzie D. E. Nature and origin of late cainozoic volcanoes in Western Papua, New Guinea.— In the book *Volcanism in Australasia*. Amsterdam-Oxford-New York, 1976, p. 226—238.

Mackenzie D. E., Chappel B. M. Shoshonitic and calc-alkalic lavas from the Highlands of Papua New Guinea.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1972, v. 35, N 1, p. 50—63.

Marsh B. D. Some Aleutian andesites: their nature and source.— *J. Geol.*, 1976, v. 84, N 1, p. 27—45.

Mazzullo G. I., Bence A. E. Abussal tholeiites from DSDP leg 34: the Nazca plate.— *J. Geoph. Res.*, 1976, v. 81, N 23, p. 4327—4351.

Montigny R., Bougault H., Bottinga J., Allegre C. I. Trace element geochemistry and genesis of the Pindos ophiolite suite.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1973, v. 37, p. 2135—2149.

Nicholls I. H., Ringwood A. E. Effect of water on olivine stability in tholeiites and production of silica-saturated magmas in the island-arc environment.— *J. Geol.*, 1973, v. 81, N 3, p. 285—300.

Pearce I. A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus.— *Tectonophys.*, 1975, v. 25, p. 41—67.

Physics and Chemistry of the Earth. V. 9, Pergamon Press, 1975. 940 p.

Seigers A., Pithler H., Zeil W. Trace element abundance in the «Andesite» formation of Northern Chile.— *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 1969, v. 33, N 7, p. 882—887.

Shiraki K. Metamorphic basement rocks of Jap Island, Western Pacific: possible oceanic crust beneath on Island arc.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1971, v. 13, N 1, p. 167—174.

Shiraki K., Kuroda N., Urano H. Boninite: an evidence for calc-alkalic primary magma.— *Bull. Volc. Soc. of Japan*, 1977, v. 22, N 4, p. 257—261.

Stevens R. E. Cambro-Ordovician flysh sedimentation and tectonics in west Newfoundland and their possible bearing on a Proto-Atlantic ocean.— *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper*, 1970, N 7.

Strong D. F. The petrology of the lavas of Grand Comore.— *J. of Petrol.*, 1972, v. 13, N 2, p. 181—218.

Stuader W. Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to Subduction of the oceanic plate.— *J. Geoph. Res.*, 1973, v. 78, N 23.

Stueber A. M., Murthy V. R. Strontium isotope and alkali element abundances in ultramafic rocks.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1966, v. 30, p. 1243—1259.

Thayer T. P. Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of Mid-oceanic ridges.— *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 1969, v. 80, N 8, p. 1515—1522.

Thompson G. Trace element distribution in fractionated oceanic rock, 2. Gabbro and related rocks.— *Chem. geol.*, 1973, v. 9, N 2, p. 99—111.

Toksöz M. N., Minear J. W., Julian B. R. Temperature field and geophysical effects of downgoing slab.— *J. Geoph. Res.*, 1971, v. 76, N 5, p. 1113—1138.

Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O .— *Geol. Soc. of Amer. Mem.*, 1958, N 74, p. 1—13.

Tuttle O. F., Jahns R. H., Luth W. C., Cormon I. N., Martin R. F., Weidner J. E. Laboratory study of some problems concerning the origin of the leucocratic rocks and their role in the evolution of the Earth's crust.— *Upper Mantle Project U. S. Progress Report*, NASNRC, v. 2, 1967.

White R. W. Ultramafic inclusions in basaltic rocks from Hawaii.— *Contrib. Miner. and Petrol.*, 1966, v. 112, N 3, p. 244—314.

Wood D. A. Spatial and temporal variation in the trace element geochemistry of the eastern flood basalt succession.— *J. Geoph. Res.*, 1976 v. 81, N 23, p. 4353—4360.

Химические составы ультраосновных включений некоторых вулканов Камчатки

| Номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | П.п.п. | Σ |
|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|--------|--------|
| 1 | 43,99 | 0,06 | 1,72 | | 7,71* | 0,16 | 45,23 | 0,64 | 0,14 | 0,14 | 0,01 | — | 0,68 | 99,53 |
| 2 | 42,61 | 0,03 | 0,80 | | 9,44* | 0,17 | 46,13 | 0,40 | 0,23 | 0,11 | Не обн. | — | — | 99,92 |
| 3 | 41,80 | 0,08 | 0,90 | 1,46 | 7,99 | 0,13 | 46,22 | 0,49 | 0,165 | 0,084 | » | — | 0,88 | 100,20 |
| 4 | 43,53 | 0,08 | 0,87 | | 6,80* | 0,06 | 33,59 | 0,27 | 0,12 | 0,07 | — | — | 1,30 | 98,39 |
| 5 | 42,32 | 0,10 | 1,26 | | 12,67* | 0,20 | 38,73 | 4,15 | 0,13 | 0,14 | Не обн. | — | 1,17 | 99,94 |
| 6 | 44,50 | 0,33 | 4,83 | 4,63 | 6,72 | 0,24 | 26,91 | 10,45 | 0,86 | 0,36 | — | — | — | 99,80 |
| 8 | 48,94 | 0,36 | 4,29 | 4,25 | 5,32 | 0,22 | 18,33 | 16,84 | 0,57 | 0,13 | — | — | 0,14 | 99,39 |
| 9 | 49,87 | 1,01 | 7,68 | | 9,97* | 0,19 | 15,81 | 12,21 | 0,72 | 0,40 | 0,02 | — | 0,17 | 99,61 |
| 10 | 52,54 | 0,55 | 9,31 | 4,88 | 2,37 | 0,14 | 14,09 | 13,10 | 2,09 | 0,53 | — | — | 0,24 | 99,84 |
| 11 | 47,92 | 0,99 | 10,14 | | 11,80* | 0,17 | 14,51 | 11,45 | 2,18 | 0,48 | Не обн. | — | 0,34 | 99,48 |
| 12 | 50,66 | 0,39 | 10,38 | | 10,36* | 0,18 | 13,06 | 11,58 | 2,42 | 0,38 | — | — | 0,44 | 99,85 |
| 14 | 48,62 | 0,42 | 6,63 | 5,53 | 6,11 | 0,17 | 19,0 | 9,88 | 1,08 | 1,38 | 0,19 | — | 0,67 | 99,68 |
| 18 | 43,38 | 0,44 | 11,06 | | 13,93* | 0,28 | 15,15 | 13,12 | 1,77 | 0,10 | 0,02 | — | 0,79 | 100,04 |
| 21 | 44,29 | 0,98 | 15,40 | | 11,74* | 0,32 | 11,40 | 13,07 | 2,43 | 0,06 | 0,02 | — | 0,10 | 99,81 |
| 22 | 50,06 | 0,86 | 8,18 | 2,64 | 5,70 | 0,18 | 17,54 | 16,81 | 0,99 | 0,24 | 0,10 | — | 0,29 | 99,59 |
| 23 | 45,94 | 1,44 | 7,63 | 7,54 | 10,43 | 0,24 | 16,00 | 9,08 | 0,82 | 0,28 | 0,10 | — | 0,25 | 99,76 |

Примечание. 1—23 см. в табл. 10. Здесь и далее звездочкой отмечено общее Fe в виде Fe₂O₃.

Химический состав габброидных включений вулканов Камчатки и Курильских островов

| Номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | П.п.п. | Σ |
|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|--------|--------|
| 1 | 42,77 | 0,81 | 18,56 | 6,73 | 6,20 | 0,14 | 8,22 | 11,85 | 2,2 | 0,49 | 0,03 | — | 0,42 | 99,51 |
| 2 | 43,96 | 0,61 | 18,48 | 13,20* | 0,19 | 0,19 | 7,26 | 14,42 | 1,43 | 0,39 | — | — | 0,14 | 100,08 |
| 3 | 49,92 | 0,70 | 13,37 | 14,58* | 0,17 | 0,17 | 14,94 | 9,41 | 2,48 | 0,37 | 0,25 | — | 0,08 | 99,96 |
| 5 | 49,53 | 0,69 | 13,54 | 11,65* | 0,21 | 0,21 | 9,35 | 11,13 | 2,77 | 0,51 | 0,19 | — | 0,32 | 98,89 |
| 6 | 50,29 | 0,79 | 16,24 | 11,28* | 0,18 | 0,18 | 5,37 | 10,70 | 3,74 | 0,61 | 0,46 | — | — | 99,66 |
| 7 | 49,53 | 1,08 | 17,08 | 9,30* | 0,13 | 0,13 | 7,19 | 10,62 | 3,30 | 0,61 | 0,04 | — | 0,68 | 99,52 |
| 10 | 53,50 | 0,78 | 16,37 | 11,13* | 0,16 | 0,16 | 7,06 | 8,55 | 3,14 | 0,80 | 0,28 | 0,11 | 0,12 | 99,72 |
| 11 | 53,77 | 0,91 | 16,49 | 8,81* | 0,13 | 0,13 | 5,68 | 8,28 | 4,20 | 0,76 | 0,18 | — | 0,30 | 99,51 |
| 12 | 54,11 | 0,79 | 15,66 | 8,52* | 0,14 | 0,14 | 6,80 | 8,18 | 3,93 | 0,83 | 0,10 | — | 0,22 | 99,28 |
| 13 | 54,13 | 0,79 | 14,31 | 8,69* | 0,17 | 0,17 | 8,67 | 8,07 | 3,82 | 0,74 | 0,14 | — | 0,14 | 99,67 |
| 14 | 54,19 | 0,87 | 15,43 | 8,97* | 0,14 | 0,14 | 6,66 | 8,79 | 3,69 | 0,82 | 0,22 | — | — | 99,78 |
| 15 | 54,72 | 0,78 | 15,59 | 8,56* | 0,15 | 0,15 | 6,34 | 8,04 | 3,77 | 0,86 | 0,08 | — | 0,22 | 99,11 |
| 16 | 54,42 | 0,80 | 15,92 | 8,86* | 0,12 | 0,12 | 5,97 | 7,86 | 3,37 | 1,10 | 0,15 | — | 0,62 | 99,19 |
| 18 | 40,33 | 1,45 | 20,02 | 12,25* | 0,21 | 0,21 | 8,66 | 14,83 | 2,30 | 0,09 | Не обн. | — | 0,0 | 100,14 |
| 19 | 41,96 | 1,26 | 19,58 | 6,32 | 4,43 | 0,13 | 9,33 | 13,87 | 1,77 | 0,26 | 0,05 | 0,16 | 0,56 | 99,68 |
| 20 | 39,46 | 1,62 | 21,85 | 8,94 | 6,22 | 0,16 | 5,82 | 14,31 | 1,35 | 0,24 | 0,17 | 0,0 | 0,17 | 100,42 |
| 21 | 43,24 | 1,16 | 18,95 | 5,42 | 5,29 | 0,13 | 7,68 | 14,47 | 1,84 | 0,24 | 0,16 | 0,40 | 0,26 | 99,24 |
| 22 | 41,99 | 1,01 | 18,83 | 14,93* | 0,15 | 0,15 | 7,77 | 13,02 | 1,77 | 0,22 | Не обн. | — | 0,44 | 100,13 |
| 23 | 44,38 | 0,71 | 22,57 | 3,10 | 3,48 | 0,10 | 6,38 | 16,18 | 1,84 | 0,36 | 0,57 | 0,33 | 0,14 | 100,13 |
| 24 | 39,39 | 1,25 | 18,67 | 15,35* | 0,16 | 0,16 | 8,19 | 13,59 | 1,98 | 0,21 | 0,45 | 0,7 | 0,44 | 100,01 |
| 25 | 54,82 | 0,82 | 16,92 | 5,31 | 3,85 | 0,18 | 3,73 | 9,74 | 3,70 | 0,36 | 0,21 | 0,62 | 0,40 | 100,66 |
| 26 | 54,67 | 0,80 | 17,37 | 4,31 | 4,39 | 0,14 | 3,27 | 9,68 | 3,82 | 0,58 | 0,24 | 0,06 | 0,20 | 99,50 |
| 27 | 55,18 | 0,79 | 18,97 | 3,43 | 5,03 | 0,18 | 3,59 | 8,19 | 3,32 | 0,58 | 0,18 | — | 0,55 | 99,99 |
| 28 | 49,00 | 0,53 | 21,07 | 8,31* | 0,12 | 0,12 | 5,51 | 13,14 | 1,66 | 0,40 | 0,11 | — | 0,02 | 99,89 |
| 29 | 49,82 | 0,81 | 19,52 | 10,49* | 0,20 | 0,20 | 5,80 | 11,57 | 2,18 | 0,46 | Не обн. | — | — | 100,85 |
| 32 | 42,40 | 1,14 | 18,58 | 16,29* | 0,22 | 0,22 | 7,23 | 12,68 | 1,42 | 0,02 | » | — | — | 99,98 |
| 33 | 51,86 | 0,81 | 16,48 | 12,04* | 0,20 | 0,20 | 5,72 | 9,56 | 2,47 | 0,20 | 0,12 | 0,45 | 0,39 | 100,30 |
| 34 | 45,46 | 1,00 | 20,76 | 5,55 | 4,98 | 0,20 | 6,53 | 10,94 | 2,18 | 0,36 | 0,26 | 0,67 | 0,52 | 99,41 |
| 35 | 45,79 | 1,64 | 18,63 | 6,36 | 5,99 | 0,18 | 5,63 | 10,65 | 2,97 | 0,91 | 0,07 | 0,47 | 0,25 | 99,54 |
| 39 | 48,36 | 0,45 | 16,73 | 2,92 | 4,61 | 0,46 | 10,23 | 12,37 | 1,26 | 0,48 | 0,23 | 0,18 | 0,18 | 99,46 |
| 40 | 49,17 | 0,68 | 12,88 | 2,05 | 5,93 | 0,17 | 13,60 | 12,72 | 1,50 | 0,66 | 0,07 | 0,06 | 0,09 | 99,57 |
| 41 | 50,39 | 0,35 | 22,98 | 1,45 | 5,66 | 0,12 | 5,74 | 11,90 | 2,37 | 0,57 | 0,10 | 0,21 | 0,06 | 99,90 |
| 42 | 51,62 | 1,01 | 18,53 | 2,92 | 4,75 | 0,15 | 7,40 | 9,23 | 2,93 | 0,48 | 0,14 | 0,14 | 0,19 | 99,50 |
| 43 | 51,82 | 0,80 | 17,93 | 3,54 | 5,76 | 0,14 | 6,02 | 9,37 | 2,44 | 0,95 | 0,09 | 0,50 | 0,17 | 99,48 |
| 44 | 52,14 | 0,30 | 19,64 | 1,24 | 5,04 | 0,18 | 7,32 | 10,44 | 2,51 | 0,63 | 0,12 | 0,05 | 0,05 | 99,66 |

Примечание. 1—44 см. в табл. 15.

Химические составы включений метаморфических пород вулканов Шивелуч и Авача

| Номер образца | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O | П.п.п. | Σ |
|------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|------------------|--------|--------|
| 1 | 45,94 | 0,66 | 9,99 | 8,55 | 6,83 | 0,34 | 13,01 | 11,19 | 2,23 | 0,47 | 0,23 | 0,21 | 0,10 | 99,75 |
| 2 | 47,34 | 0,29 | 14,14 | 3,49 | 3,77 | 0,13 | 14,22 | 13,16 | 1,63 | 0,30 | Не обн. | Не обн. | 0,60 | 99,97 |
| 3 | 46,47 | 0,46 | 8,22 | 6,54 | 4,78 | 0,25 | 18,77 | 11,71 | 1,11 | 0,57 | 0,09 | 0,11 | 1,47 | 99,70 |
| 4 | 46,06 | 0,62 | 9,61 | 13,30* | | 0,19 | 14,93 | 9,87 | 1,64 | 0,50 | 1,35 | — | 1,64 | 99,73 |
| 5 | 49,90 | 0,41 | 7,52 | 7,52 | 3,23 | 0,16 | 18,33 | 10,03 | 1,50 | 0,30 | Не обн. | Не обн. | 0,48 | 98,38 |
| 6 | 48,12 | 0,60 | 9,13 | 2,26 | 8,01 | 0,20 | 15,96 | 10,59 | 1,96 | 0,43 | » | — | 0,70 | 98,06 |
| 7 | 47,20 | 0,38 | 8,29 | 12,43* | | 0,17 | 16,95 | 10,68 | 1,45 | 1,28 | 0,22 | — | 1,1 | 99,16 |
| 9 | 48,86 | 0,42 | 9,34 | 12,64* | | 0,20 | 14,72 | 10,64 | 1,6 | 1,36 | 0,34 | — | — | 100,13 |
| 11 | 48,26 | 0,55 | 11,12 | 6,07 | 6,76 | 0,18 | 12,39 | 9,39 | 2,58 | 0,86 | 0,25 | 1,20 | | 99,41 |
| 12 | 46,45 | 0,54 | 12,78 | 9,54 | 3,81 | 1,17 | 10,40 | 9,52 | 2,82 | 1,29 | 0,22 | — | 1,14 | 98,68 |
| 13 | 48,34 | 0,57 | 11,81 | 8,94 | 3,05 | 0,20 | 10,81 | 10,82 | 4,03 | 1,47 | Не обн. | Не обн. | 0,86 | 100,90 |
| 14 | 47,85 | 0,54 | 12,43 | 13,01* | | 0,19 | 11,96 | 8,94 | 2,71 | 1,44 | 0,30 | — | 0,74 | 100,11 |
| 15 | 49,82 | 0,52 | 11,64 | 11,75* | | 0,19 | 9,46 | 13,28 | 2,07 | 0,51 | 0,18 | — | 0,40 | 99,82 |
| 16 | 49,45 | 0,61 | 10,21 | 6,20 | 6,29 | 0,25 | 10,43 | 11,98 | 2,03 | 1,83 | 0,23 | 0,13 | 0,09 | 99,73 |
| 17 | 47,30 | 0,53 | 11,27 | 6,14 | 8,96 | 0,22 | 11,73 | 9,54 | 2,46 | 0,39 | 0,31 | — | 1,66 | 100,38 |
| 18 | 45,83 | 0,94 | 15,03 | 7,37 | 6,47 | 0,26 | 6,66 | 13,37 | 2,49 | 0,46 | Не обн. | Не обн. | 0,62 | 99,50 |
| 19 | 49,04 | 0,76 | 19,68 | 7,33 | 4,17 | 0,10 | 5,43 | 8,39 | 3,84 | 1,18 | 0,28 | 0,15 | 0,05 | 99,97 |
| 20 | 49,75 | 0,78 | 17,75 | 5,85 | 4,04 | 0,26 | 7,50 | 7,85 | 3,55 | 1,10 | 0,30 | — | 0,46 | 99,19 |
| 21 | 46,95 | 0,62 | 14,56 | 11,96* | | 0,51 | 15,31 | 5,27 | 1,99 | 2,61 | 0,31 | 0,74 | | 99,63 |
| 22 | 39,13 | 0,63 | 15,50 | 11,96 | 6,64 | 0,37 | 3,71 | 20,94 | 0,46 | 0,23 | 0,22 | 0,45 | | 100,62 |
| 23 | 37,68 | 1,44 | 5,07 | 27,59* | | 0,24 | 11,84 | 15,21 | 0,50 | 0,11 | 0,03 | 0,06 | 0,32 | 100,05 |
| 24 | 41,34 | 1,09 | 17,84 | 12,39* | | 0,20 | 10,53 | 13,90 | 1,82 | 0,06 | 0,03 | — | 0,75 | 99,95 |
| 25 | 41,76 | 1,66 | 15,40 | 15,40* | | 0,22 | 9,68 | 14,80 | 1,39 | 0,10 | 0,08 | — | 0,63 | 100,13 |

Примечание. 1—25 см. в табл. 15.

Геохимическая характеристика четвертичных

| Название пород | Na | K | Rb | Li | F | B | Be | Ba |
|---------------------|----------|----------|----------|----------|---------|--------|---------|---------|
| Восточная | | | | | | | | |
| М у т н о в | | | | | | | | |
| Базальт | 2,02(10) | 0,32(10) | 3,2(10) | 4,8(10) | 280(4) | — | 0,49(4) | 207(3) |
| | 2,30(3) | 0,80(3) | 14,0(3) | 8,1(3) | 425(2) | — | 0,35(2) | 510(1) |
| Андезит | 2,37(2) | 0,97(2) | 17,9(2) | 6,3(2) | — | — | — | — |
| Андезито-дацит | 2,57(3) | 1,45(3) | 30,7(3) | 15,9(3) | 250(3) | — | 0,65(3) | — |
| Дацит | 3,62(1) | 2,27(1) | 43(1) | 14,3(1) | 580(1) | — | 0,60(1) | — |
| А с а | | | | | | | | |
| Базальт | 2,37(1) | 0,82(1) | 11(1) | 16(1) | — | — | — | — |
| Андезито-базальт | 2,77(1) | 1,1(1) | 17(1) | 8(1) | — | — | — | — |
| Андезит | 2,73(1) | 1,5(1) | 28,8(1) | 15,6(1) | — | — | — | — |
| Андезито-дацит | 3,15(1) | 1,74(1) | 30,7(1) | 17,8(1) | — | — | — | — |
| Липарит | 2,96(1) | 2,07(2) | 39,4(2) | 23,0(2) | — | — | — | — |
| К с у | | | | | | | | |
| Базальт | 1,94(11) | 0,34(11) | 5,3(11) | 7,3(11) | 427(7) | — | 0,52(7) | — |
| Андезито-базальт | 3,03(4) | 0,53(4) | 7,3(4) | 8,1(4) | 567(3) | — | 0,53(3) | 400(1) |
| Андезит | 3,07(13) | 0,69(13) | 10,8(13) | 11,3(13) | 435(9) | — | 0,51(9) | — |
| Андезито-дацит | 3,69(6) | 0,86(6) | 15,3(6) | 16,7(6) | 624(5) | — | 0,76(5) | — |
| Дацит | 3,66(5) | 1,06(5) | 17,7(6) | 14,2(5) | 502(6) | — | 0,64(6) | 527(3) |
| Ж е л т о в | | | | | | | | |
| Базальт | 1,79(5) | 0,41(3) | 3,4(5) | 4,8(5) | 190(3) | 98(3) | 0,55(3) | 146(5) |
| Андезит | 2,58(2) | 0,71(2) | 9,0(2) | 7(2) | 240(2) | 103(2) | 0,50(2) | 260(2) |
| Дацит | 3,20(1) | 1,07(1) | 8,0(1) | 10(1) | — | — | — | 340(1) |
| И л ь н и | | | | | | | | |
| Базальт | 2,07(6) | 0,38(6) | 4,0(6) | 7,2(6) | 278(5) | 48(5) | 0,42(5) | 196(5) |
| Андезито-базальт | 2,31(8) | 0,67(6) | 11,2(6) | 7,7(8) | 310(5) | 44(5) | 0,47(5) | 286(8) |
| Андезит | 2,60(8) | 0,94(8) | 13,8(8) | 8,2(8) | 283(6) | 52(6) | 0,46(7) | 350(7) |
| Андезито-дацит | 2,93(11) | 1,04(11) | 15,6(11) | 7,3(11) | 323(9) | 56(10) | 0,49(9) | 382(11) |
| Дацит | 3,06(5) | 1,08(5) | 16,6(5) | 12,2(5) | 296(5) | 65(5) | 0,50(5) | 396(5) |
| К а м б а | | | | | | | | |
| Базальт | 2,06(10) | 0,52(8) | 4,7(10) | 5,0(10) | 242(10) | 59(10) | 0,48(9) | 234(10) |
| Андезито-базальт | 2,74(1) | 0,78(1) | 3,0(1) | — | 260(1) | 63(1) | 0,5(1) | 300(1) |
| Экструзии Куриль | | | | | | | | |
| Дацит | 2,99(3) | 1,49(2) | 24(3) | 11(3) | 185(5) | 56(3) | 0,56(5) | 446(3) |
| Липарит | 2,98(3) | 1,52(3) | 32(3) | 10(3) | 200(5) | 72(3) | 0,47(5) | 543(3) |
| М а ш к о в с к и й | | | | | | | | |
| Андезито-дацит | 2,45(4) | 0,78(1) | 10,5(1) | 7,2(1) | — | — | — | — |
| Х о д | | | | | | | | |
| Дацит | 3,1(7) | 1,2(7) | 26(7) | 12(7) | — | — | — | — |
| Липарито-дацит | 3,3(11) | 1,75(11) | 34(11) | 22(11) | — | — | — | — |

вулканических пород южной Камчатки

| Sr | Ni | Co | V | Zn | La | Ce | Nd | Y | Yb |
|---------------|---------|---------|--------|--------|---------|--------|---------|---------|--------|
| подзона | | | | | | | | | |
| ский | | | | | | | | | |
| 430(7) | 17,2(5) | 17,2(5) | 286(5) | — | <10(2) | <20(2) | 5(2) | 14,5(2) | 2,2(2) |
| 445(2) | 29,5(2) | 33(2) | 275(2) | — | 15(1) | 10 | 22(1) | 21(1) | 2,6(1) |
| 411(2) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 304(3) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | 6,2(1) | 10(1) | 150(1) | — | 29(1) | 63(1) | 42(1) | 29(1) | 4,8(1) |
| ча | | | | | | | | | |
| 412(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 317(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 325(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 318(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 222(2) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| дач | | | | | | | | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 370(1) | 4,4(1) | 8,3(1) | 65(1) | — | 11(1) | 18(1) | 16(1) | 36(1) | 6,3(1) |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | 20(1) | 7,5(1) | 70(1) | — | — | — | — | — | — |
| 246(3) | 6,3(3) | 9,1(3) | 74(3) | — | — | — | — | — | — |
| ский | | | | | | | | | |
| 346(5) | — | — | — | 80(5) | — | — | — | — | — |
| 357(2) | — | — | — | 75(2) | — | — | — | — | — |
| 286(1) | — | — | — | 86(1) | — | — | — | — | — |
| ский | | | | | | | | | |
| 360(6) | 37(4) | 34(4) | 348(4) | 89(1) | ≤10(4) | <30(4) | ≈10(4) | 16(4) | 3,2(4) |
| 361(8) | 45(3) | 28(3) | 227(3) | 86(3) | 10,3(3) | <30(3) | 15,3(3) | 16,3(3) | 3,2(3) |
| 338(7) | 20(3) | 18(3) | 163(3) | 72(4) | 9,8(3) | <30(3) | 17(3) | 19(3) | 3,5(3) |
| 342(11) | 14(4) | 14(4) | 150(4) | 66(7) | 10,2(4) | <30(4) | 20,2(4) | 22,5(4) | 3,7(4) |
| 337(5) | 16(1) | 11(1) | 130(1) | 51(4) | 9(1) | <30(1) | 18(1) | 20(1) | 3,4(1) |
| льный | | | | | | | | | |
| 574(10) | — | — | — | 93(10) | — | — | — | — | — |
| 562(1) | — | — | — | 77(1) | — | — | — | — | — |
| ского озера | | | | | | | | | |
| 320(3) | — | — | — | 56(3) | — | — | — | — | — |
| 329(3) | — | — | — | 45(3) | — | — | — | — | — |
| (мыс Лопатка) | | | | | | | | | |
| 394(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| утка | | | | | | | | | |
| — | 6,3(7) | 7,3(7) | 105(7) | 92(7) | — | — | — | — | — |
| — | 7,6(11) | 3,1(11) | 21(11) | 60(11) | — | — | — | — | — |

| Название породы | Na | K | Rb | Li | F | B | Be | Ba |
|-----------------------|----------|----------|----------|----------|---------|---------|----------|---------|
| Центральная | | | | | | | | |
| Горе | | | | | | | | |
| Базальт | 2,48(7) | 1,03(7) | 17,7(7) | 9,6(7) | — | — | — | — |
| Трахнандезито-базальт | 2,67(2) | 2,05(2) | 46(2) | 14,6(2) | — | — | — | — |
| Дацит | 3,62(5) | 2,16(5) | 38,4(5) | 14,5(5) | 616(5) | — | 1,20(5) | — |
| Липарит | 2,84(5) | 2,59(5) | 69,4(5) | 32,4(5) | 500(9) | — | 0,80(9) | — |
| Д и к и й | | | | | | | | |
| Андезито-дацит | 2,72(2) | 1,53(5) | — | — | 305(4) | 25(1) | 0,60(4) | 650(2) |
| Дацит | 2,93(3) | 1,65(3) | 41(3) | 12,3(3) | 255(13) | 38(3) | 0,64(3) | 723(3) |
| С о п к и | | | | | | | | |
| Андезито-базальт | 2,99(2) | 1,43(2) | 31,0(2) | 11,5(2) | — | — | — | — |
| Дацит | — | — | — | — | 280(3) | — | 0,67(3) | — |
| Ч е р н ы е | | | | | | | | |
| Базальт | 2,11(2) | 0,81(2) | 15,6(2) | 6,0(1) | 370(2) | 28(2) | — | 320(2) |
| Андезито-базальт | 2,91(1) | 1,34(1) | 29(1) | 11(1) | 370(1) | 32(1) | — | 500(1) |
| Г о р ы К л ю | | | | | | | | |
| Базальт | 2,20(1) | 0,82(1) | 10(1) | 3(1) | 470(1) | 41(1) | 0,6(1) | 300(1) |
| Андезито-базальт | 2,40(4) | 0,98(4) | 14,8(4) | 6(4) | 357(4) | 41(4) | 0,57(4) | 355(4) |
| К о ш е | | | | | | | | |
| Базальт | 2,26(8) | 0,87(8) | 12,8(8) | 6,5(8) | — | — | — | — |
| Андезито-базальт | 2,27(2) | 1,32(2) | 21,0(2) | 12,9(2) | — | — | — | — |
| Андезит | 2,55(1) | 1,56(1) | 32,1(1) | 10(1) | — | — | — | — |
| Андезито-дацит | 3,10(2) | 1,77(2) | 32,8(2) | 12,6(2) | — | — | — | — |
| Дацит | 3,31(1) | 2,24(1) | 37,7(1) | 16,3(1) | — | — | — | — |
| Западная | | | | | | | | |
| И п е | | | | | | | | |
| Базальт | 2,50(5) | 1,4(5) | 25(5) | 11,5(5) | — | — | — | — |
| Андезит | 3,10(1) | 1,70(1) | 30(1) | 8,0(1) | — | — | — | — |
| О п а | | | | | | | | |
| Базальт | 2,53(1) | 1,04(1) | 17,5(1) | 16,5(1) | — | — | — | — |
| Андезито-базальт | 2,87(2) | 1,48(2) | 28,5(2) | 17,2(2) | — | — | — | — |
| Андезит | 2,90(2) | 1,94(2) | 44(2) | 22(2) | — | — | — | — |
| Андезито-дацит | 3,0(1) | 2,06(1) | 48,4(1) | 25,2(1) | — | — | — | — |
| Липарит | 3,3(1) | 3,04(1) | 96(1) | 37,6(1) | — | — | — | — |
| Б о л ь ш и е | | | | | | | | |
| Базальт | 2,24(5) | 0,99(5) | 10,8(5) | 6(5) | 268(5) | 19(4) | 0,69(5) | 414(5) |
| Я в и н | | | | | | | | |
| Базальт | 2,24(2) | 1,02(2) | 15,7(2) | 5,5(2) | 380(2) | 16,5(2) | 0,55(2) | 345(2) |
| | 2,98(2) | 1,37(2) | 21,5(2) | 7,1(1) | 720(1) | 24(1) | 0,65(1) | 500(1) |
| Г о л ы | | | | | | | | |
| Субщелочной базальт | 2,49(8) | 1,53(8) | 39(8) | 9,4(8) | — | 36(8) | 0,66(7) | 412(8) |
| К о ш е | | | | | | | | |
| Андезито-базальт | 2,54(2) | 1,00(2) | 9(2) | 11(2) | — | 52(2) | 0,7(2) | 295(2) |
| Андезито-дацит | 2,57(5) | 2,10(5) | 51,6(5) | 14,4(5) | — | 55(5) | 0,78(5) | 564(5) |
| Дацит | 2,70(2) | 2,61(2) | 70,5(2) | — | — | 50(2) | 0,85(2) | 620(2) |
| Липарит | 2,98(16) | 1,34(13) | 21,6(16) | 15,1(16) | 161(8) | 62(16) | 0,58(11) | 559(16) |
| У д о | | | | | | | | |
| Базальт | 2,0(1) | 0,63(1) | 10(1) | 5(1) | — | — | — | — |
| У х о (шлако | | | | | | | | |
| Базальт | 2,20(3) | 0,64(3) | 7,2(2) | 8,5(2) | 240(2) | 19(2) | 0,62(2) | 385(2) |

Примечание. Фактический материал приводится по данным сов. Л. Л. Леоновой и др. (1978); вулкан Ксудач — неопубликованные данные, полученные нами по

| Sr | Ni | Co | V | Zn | La | Ce | Na | Y | Yb |
|------------------|--------|-------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|--------|
| подзона | | | | | | | | | |
| Лый | | | | | | | | | |
| 623(5) | 24(1) | 26(1) | 300(1) | — | 21(1) | 42(1) | 27(1) | 25(1) | 4,8(1) |
| 417(2) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 362(3) | 21(1) | 29(1) | 220(1) | — | 30(1) | 68(1) | 43(1) | 33(1) | 7,2(1) |
| 145(4) | — | — | — | — | 10(1) | 44(1) | 16(1) | 17(1) | 4,1 |
| Гребень | | | | | | | | | |
| 335(2) | 42(2) | 28(2) | 180(2) | — | 14,5(2) | 27,5(2) | 18(2) | 10,5(2) | 2,0(2) |
| 297(3) | 17(3) | 10(3) | 98(3) | — | 14,7(3) | 41,7(3) | 17,7(3) | 10,7(3) | 2,2(3) |
| Плоская | | | | | | | | | |
| 458(2) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Скалы | | | | | | | | | |
| 530(2) | — | — | — | 79(2) | — | — | — | — | — |
| 460(1) | — | — | — | 102(1) | — | — | — | — | — |
| Чевская | | | | | | | | | |
| 596(1) | — | — | — | 88(1) | — | — | — | — | — |
| 590(4) | — | — | — | 78(4) | — | — | — | — | — |
| Лева | | | | | | | | | |
| 552(8) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 471(2) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 327(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 420(2) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 523(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| подзона | | | | | | | | | |
| Лька | | | | | | | | | |
| 658(5) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 707(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Ла | | | | | | | | | |
| 540(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 633(2) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 539(2) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 587(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 196(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Иголки | | | | | | | | | |
| 516(5) | 47(5) | 34(5) | 326(5) | — | 12,2(5) | 27(5) | 17,4(5) | 17,4(5) | 2,9(5) |
| ский | | | | | | | | | |
| 600(2) | 26(2) | 31(2) | 270(2) | — | 12(2) | 20(20) | 16(2) | 17,5(2) | 2,7(2) |
| 810(1) | 8,5(1) | 17(1) | 130(1) | — | 18(1) | 25(1) | 20(1) | 19(1) | 2,5(1) |
| Гина | | | | | | | | | |
| 632(8) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Гочек | | | | | | | | | |
| 465(2) | — | — | — | 90(2) | — | — | — | — | — |
| 492(5) | — | — | — | 64(5) | — | — | — | — | — |
| 385(2) | — | — | — | 60(2) | — | — | — | — | — |
| 336(16) | — | — | — | 56(16) | — | — | — | — | — |
| Чка | | | | | | | | | |
| 543(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Вый конус | | | | | | | | | |
| 460(2) | 115(2) | 37(2) | 265(2) | — | ≈10(2) | 42,5(2) | 18,(2) | 21,5(2) | 2,6(2) |

местной статьи авторов с В. Д. Пампурой и др. (1979); вулкан Ходутка — по материалам статьи материалов Ю. М. Дубина. Na и K — вес. %; остальные элементы — г/т.

Геохимическая характеристика четвертичных

| Название пород | Na | K | Rb | Li | F | B | Be | Ba |
|----------------|----|---|----|----|---|---|----|----|
|----------------|----|---|----|----|---|---|----|----|

1. Кроно

| | | | | | | | | |
|------------------|---------|---------|---------|--------|---|---|---|--------|
| Базальт | 2,08(5) | 0,42(5) | 6,5(5) | 5,8(5) | — | — | — | — |
| Андезито-базальт | 2,36(2) | 0,77(2) | 13,5(2) | 7,6(2) | — | — | — | 350(2) |
| Дациит | 2,18(1) | 1,90(1) | 29(1) | 13(1) | — | — | — | 880(1) |

2. Крашенин

| | | | | | | | | |
|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---|----------|--------|
| Базальт | 2,05(1) | 0,57(1) | 12,4(1) | 6,6(1) | 332(18) | — | 0,41(17) | 330(1) |
| Дациит | 2,92(1) | 1,62(1) | 37,5(1) | 18,7(1) | 298(13) | — | 0,63(13) | 890(1) |
| Андезит | 2,96(1) | 1,34(1) | 27,3(1) | 17,7(1) | 329(15) | — | 0,51(15) | 650(1) |

3. Ких

| | | | | | | | | |
|---------|----------|----------|--------|--------|--------|---|---------|--------|
| Базальт | 2,03(12) | 0,35(12) | 5,1(5) | 5,2(5) | 334(5) | — | 0,48(5) | 240(5) |
|---------|----------|----------|--------|--------|--------|---|---------|--------|

4. Кальдера

| | | | | | | | | |
|------------------|----------|----------|---------|----------|---------|-------|----------|--------|
| Базальт | 2,32(11) | 0,50(11) | 6,0(10) | 6,6(11) | — | — | — | — |
| Андезито-базальт | 2,88(5) | 0,84(7) | 13,9(7) | 8,7(7) | — | — | — | 355(2) |
| Андезито-дацит | 3,29(2) | 1,57(2) | 31,5(2) | 17,5(1) | — | — | — | 720(1) |
| Дациит | — | 1,64(5) | 28(5) | 14,2(5) | 310(3) | 24(2) | 0,78(3) | — |
| Липарит | 3,39(11) | 2,00(20) | 40(15) | 19,1(11) | 588(14) | 19(2) | 0,69(14) | — |
| | 3,00(4) | 2,61(5) | 70,3(3) | 24,3(3) | 620(3) | — | 0,65(3) | — |

5. Попкова (группа)

| | | | | | | | | |
|---------|---------|---------|--------|--------|--------|---|---------|---|
| Базальт | 1,45(1) | 0,40(1) | 5,3(1) | 5,0(1) | — | — | — | — |
| Дациит | 3,21(3) | 1,58(3) | 31(1) | 20(1) | 515(4) | — | 0,44(4) | — |

6. Разваленная, Стена — докальдерный

| | | | | | | | | |
|------------------|----------|----------|---------|---------|--------|---|---------|--------|
| Базальт | 1,85(13) | 0,30(13) | 4,0(13) | 4,5(13) | 363(7) | — | 0,42(7) | 97(3) |
| Андезито-базальт | 2,97(2) | 0,87(2) | 15,0(2) | 5,0(2) | — | — | — | 400(2) |
| Андезит | 3,86(1) | 1,50(1) | 27(1) | 10(1) | — | — | — | 890(1) |
| Дациит | 3,09(4) | 1,72(4) | 27,8(4) | 9,5(4) | 350(3) | — | 0,57(3) | 865(2) |
| Липарит | 3,39(1) | 2,12(1) | — | — | 380(1) | — | 0,70(1) | — |

7. Малый

| | | | | | | | | |
|------------------|----------|----------|----------|----------|---------|---|----------|---------|
| Базальт | 1,69(4) | 0,29(4) | 3,1(4) | 3,6(4) | 300(1) | — | 0,35(1) | 160(2) |
| | 1,98(4) | 0,78(4) | 12,5(4) | 7,1(4) | 343(3) | — | 0,60(3) | 325(4) |
| Андезито-базальт | 2,60(12) | 1,13(12) | 19,5(12) | 11,6(12) | 365(11) | — | 0,67(11) | 414(12) |
| Андезит | 2,90(4) | 1,25(4) | 19,6(4) | 9,9(4) | 300(4) | — | 0,54(4) | 635(4) |
| Дациит | 3,40(5) | 1,70(5) | 27,8(5) | 13,9(5) | 499(8) | — | 0,64(8) | 704(9) |

8. Кары

| | | | | | | | | |
|------------------|----------|----------|----------|----------|---------|---|----------|--------|
| Базальт | 1,52(1) | 0,25(1) | 13,4(1) | 14,4(1) | — | — | — | — |
| Андезито-базальт | 2,39(3) | 0,84(3) | 20,4(3) | 13,8(3) | — | — | — | — |
| Андезит | 2,69(7) | 1,06(7) | 17,0(7) | 12,4(7) | — | — | — | — |
| Андезито-дацит | 3,30(31) | 1,36(31) | 23,2(31) | 13,5(30) | 511(12) | — | 0,81(12) | 650(1) |
| Дациит | 3,22(1) | 1,67(1) | 23,8(1) | 15,2(1) | — | — | — | — |

вулканических пород Восточной Камчатки

| Sr | Ni | Co | V | Cr | La | Ce | Nd | Y | Yb |
|----------------------------------|----------|----------|---------|--------|--------|---------|---------|---------|--------|
| ц к и й | | | | | | | | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 317(2) | 43,5(2) | 32(2) | 250(2) | — | — | — | — | — | — |
| 360(1) | 5,2(1) | 6,9(1) | 76(1) | — | — | — | — | — | — |
| н и к о в а | | | | | | | | | |
| 210(11) | 31(1) | 33(1) | 330(1) | — | 11(1) | 32(1) | 10(1) | 23(1) | 4,0(1) |
| 180(1) | 11,1(1) | 12(1) | 56(1) | — | 16(1) | 30(1) | 30(1) | 40(1) | 7,9(1) |
| 220(1) | 42(1) | 14(1) | 82(1) | — | — | — | — | — | — |
| п и н ы ч | | | | | | | | | |
| 276(5) | 15(5) | 38(5) | 386(5) | — | <10(3) | <20(3) | 8,7(3) | 21,3(3) | 2,9(3) |
| У з о н | | | | | | | | | |
| — | 29(8) | 35(8) | 307(8) | 48(7) | 4,5(1) | ≤20(1) | 7,5(1) | 18(1) | 4,4(1) |
| 370(2) | 31,6(6) | 33,5(6) | 228(6) | 45(4) | — | — | — | — | — |
| 260(1) | 29(2) | 20(2) | 115(2) | 12(1) | — | — | — | — | — |
| — | 7,5(4) | 5,5(4) | 45(4) | 6,5(2) | — | — | — | — | — |
| 182(5) | 11(6) | 6(6) | 40(6) | 12(5) | 21(1) | 44(1) | 26(1) | 35(1) | 7,5(1) |
| 154(3) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Б о л ь ш о г о С е м я ч и к а) | | | | | | | | | |
| — | 32(1) | 37(1) | 350(1) | — | <10(1) | 25(1) | 10(1) | 12(1) | 3,5(1) |
| — | 4(1) | 7,6(1) | 48(1) | — | <15(1) | 30(1) | 21(1) | 29(1) | 5,7(1) |
| комплекс вулкана Малый Семячик | | | | | | | | | |
| 330(3) | — | — | — | — | 4,8(1) | 13,3(1) | 8,4(1) | 16,4(1) | 2,5(1) |
| 320(2) | 22(2) | 28(2) | 195(2) | — | — | — | — | — | — |
| 450(1) | 19(1) | 22(1) | 150(1) | — | — | — | — | — | — |
| 250(4) | 4,2(2) | 5,3(2) | 63(2) | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| С е м я ч и к | | | | | | | | | |
| 395(3) | 32(3) | 33(3) | 353(3) | — | <10(2) | 25(2) | 8(2) | 13(2) | 2,4(2) |
| 352(4) | 31(4) | 33(4) | 295(6) | — | 8,4(1) | 26,8(1) | 16,2(1) | 29,6(1) | 6,2(1) |
| 335(12) | 22,4(11) | 27,6(11) | 190(11) | — | 15(2) | 33(2) | 22(2) | 25(2) | 4,6(2) |
| 400(8) | 16,5(4) | 15(4) | 142(4) | — | — | — | — | — | — |
| 269(9) | 4,7(4) | 5,4(4) | 55(4) | — | 19(1) | 43(1) | 35(1) | 31(1) | 6,3(1) |
| м с к и й | | | | | | | | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 340(6) | 17(1) | 12(1) | 110(1) | — | 20(1) | 50(1) | 39(1) | 29(1) | 4,8(1) |
| — | 3(1) | 6,4(1) | 130(1) | — | — | — | — | — | — |

| Название породы | Na | K | Rb | Li | F | B | Be | Ba |
|--|----------|----------|----------|----------|---------|--------|----------|----------|
| 9. Д в | | | | | | | | |
| Базальт | 2,44(3) | 0,68(3) | 12,8(3) | 9,0(3) | — | — | — | — |
| Андезито-базальт | 2,61(2) | 0,72(2) | 14,6(2) | 11,8(2) | — | — | — | — |
| 10. С о б о | | | | | | | | |
| Базальт | 2,26(3) | 0,74(3) | 10,9(3) | 13,9(3) | — | — | — | — |
| 11. О д н о | | | | | | | | |
| Андезито-базальт | 2,58(2) | 1,11(2) | 17,8(2) | 11,8(2) | — | — | — | — |
| Андезит | 2,86(3) | 1,09(3) | 20,1(3) | 11,9(3) | — | — | — | — |
| Андезито-дацит | 3,41(1) | 1,46(1) | 27,4(1) | 17,6(1) | — | — | — | — |
| 12. Б е л я н | | | | | | | | |
| Андезито-базальт | 2,76(1) | 0,76(1) | 10,1(1) | 10,2(1) | — | — | — | — |
| Дацит | 3,59(1) | 1,24(1) | 22,9(1) | 3,7(1) | — | — | — | — |
| 13. К а л ь д е р а | | | | | | | | |
| Андезит | 2,78(2) | 1,15(2) | 22,4(2) | 15,1(2) | — | — | — | — |
| Дацит | 3,31(7) | 1,41(4) | 26,3(4) | 14,3(4) | — | — | — | — |
| 14. Д з е н | | | | | | | | |
| Липарит | 3,61(8) | 2,52(10) | 59,4(10) | 19,0(5) | 410(6) | — | 0,78(6) | 1351(10) |
| 15. К у | | | | | | | | |
| Андезит | 2,71(4) | 1,56(5) | 29,5(4) | 14,9(4) | 270(3) | — | 0,53(3) | 907(2) |
| Андезито-дацит | 2,83(7) | 1,99(7) | 44,2(7) | 14,9(7) | 227(7) | — | 0,68(7) | 1133(7) |
| Липарит | 3,05(12) | 2,96(24) | 70(11) | 27,2(11) | 240(29) | — | 0,58(29) | 1281(14) |
| 16. Э к с т р у з и я р. Д р е м у ч е й | | | | | | | | |
| Андезит | 3,20(1) | 1,11(1) | 11(1) | 9(1) | 690(1) | 48(1) | 0,75(1) | 700(1) |
| Андезито-дацит | 2,90(1) | 1,70(1) | 34(1) | 13(1) | 340(1) | 70(1) | 0,70(1) | 850(1) |
| 17. К о р я | | | | | | | | |
| Базальт | 2,55(5) | 0,56(5) | 7,2(5) | 8,6(5) | 352(5) | 37(5) | 0,49(5) | 430(5) |
| Андезит | 2,80(1) | 0,73(1) | 8,3(1) | 8,0(1) | 520(1) | 35(1) | 0,70(1) | 610(1) |
| 18. Э к с т р у з и я | | | | | | | | |
| Андезит | 2,55(1) | 0,65(1) | 7,5(1) | 11,1(1) | 180(1) | 213(1) | 0,50(1) | 660(1) |
| 19. А в а ч и | | | | | | | | |
| Андезито-базальт | 2,63(2) | 0,51(2) | 7(2) | 9,2(2) | 230(2) | 39(2) | 0,55(2) | 370(2) |
| Андезит | 2,66(3) | 0,52(3) | 4,3(3) | 10,3(3) | 287(3) | 43(3) | 0,45(3) | 370(3) |
| 20. К о з е | | | | | | | | |
| Базальт | 1,83(1) | 0,40(1) | 3(1) | 12(1) | 300(1) | 42(1) | 0,20(1) | 210(1) |
| Андезито-базальт | 280(1) | 0,60(1) | 7(1) | 7(1) | 300(1) | 44(1) | 0,40(1) | 360(1) |
| Андезит | 3,29(2) | 0,60(2) | 7,5(2) | 10(2) | 310(2) | 55(2) | 0,40(2) | 415(2) |

Примечание. 1 — неопубликованные данные, полученные нами по материалам зованы данные Л. Л. Леоновой (1974); 8 — по материалам Б. В. Иванова (1970) с учетом данных

| Str | Ni | Co | V | Cr | La | Ce | Nd | Y | Yb |
|----------------------|---------|---------|----------|----|--------|--------|---------|---------|--------|
| ор | | | | | | | | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| л н н ы й | | | | | | | | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| б о к и й | | | | | | | | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| к и н а | | | | | | | | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Академии наук | | | | | | | | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| з у р | | | | | | | | | |
| 218(10) | 3,2(10) | 3,3(10) | 10,6(10) | — | — | — | — | — | — |
| п о л | | | | | | | | | |
| 418(4) | 18(1) | 20(1) | 180(1) | — | 18(1) | 30(1) | 23(1) | 17(1) | 3,2(1) |
| 394(7) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 216(14) | 3,0(2) | 3,0(2) | 10,5(2) | — | 29(1) | 48(1) | 2,6(1) | 19(1) | 3,2(1) |
| (ву л к а н А а г) | | | | | | | | | |
| 690(1) | 25(1) | 17(1) | 190(1) | — | 13(1) | 35(1) | 22(1) | 21(1) | 2,5(1) |
| 380(1) | 46(1) | 21(1) | 220(1) | — | 14(1) | 60(1) | 21(1) | 18(1) | 2,3(1) |
| к с к и й | | | | | | | | | |
| 368(5) | 51(3) | 29(3) | 210(3) | — | 6,5(4) | ~31(4) | 15,2(4) | 23(4) | 2,9(4) |
| 430(1) | 15(1) | 16(1) | 190(1) | — | — | — | — | — | — |
| г. Мишенной | | | | | | | | | |
| 420(1) | 22(1) | 18(1) | 200(1) | — | 6(1) | ~60(1) | ~16(1) | 15(1) | 3,1(1) |
| н с к и й | | | | | | | | | |
| 335(2) | 49(2) | 29(2) | 220(2) | — | ~6(2) | ~40(2) | 15,5(2) | 19,5(2) | 2,7(2) |
| 343(3) | 22(3) | 18(3) | 143(3) | — | 4,5(3) | ~25(3) | 13(3) | 17(3) | 2,5(3) |
| л ь с к и й | | | | | | | | | |
| 280(1) | 330(1) | 59(1) | 220(1) | — | ~10(1) | — | 7(1) | 10(1) | 1,6(1) |
| 430(1) | 52(1) | 35(1) | 250(1) | — | 8(1) | ~25(1) | 15(1) | 24(1) | 2,5(1) |
| 355(2) | 20,5(2) | 13,5(2) | 116(2) | — | 6,5(2) | 35(2) | 15,5(2) | 24(2) | 2,8(2) |

М. В. Фроловой, 2 — то же, по материалам Ю. М. Дубика; 4 — кроме материалов авторов исполь-
авторов; 9—13—по материалам Б. В. Иванова (1970). Na и K—вес. %; остальные элементы—г/т.

Геохимическая характеристика четвертичных

| Название породы | Na | K | Rb | Li | F | B | Be | Ba |
|-----------------------------------|----------------------|----------------------|--------------------|--------------------|--------------------|-----------------|----------------------|--------------------|
| 1. Шиве | | | | | | | | |
| Субщелочной базальт | 2,03(2) | 1,52(4) | 35,3(3) | 10,1(3) | 745(2) | — | 0,72(2) | 650(2) |
| Андезитобазальт | — | 0,84(1) | 10,9(1) | 8(1) | 333(3) | — | 0,40(3) | 403(3) |
| | 2,90(5) | 0,98(5) | 11,7(3) | 9,8(3) | 400(4) | — | 0,70(4) | 508(4) |
| Андезит | 3,33(6) | 1,17(7) | 17,8(4) | 14,2(4) | 338(10) | — | 0,55(10) | 587(9) |
| 2. Харчин | | | | | | | | |
| Базальт | 2,17(3) | 0,91(13) | 12,9(13) | 7,8(13) | 288(4) | 29(4) | 0,64(4) | 580(4) |
| Субщелочной базальт | 2,5(1) | 2,2(1) | 32,5(1) | 11,4(1) | 910(1) | 18(1) | 1,4(1) | 1700(1) |
| 3. Ключев | | | | | | | | |
| Базальт | 2,57(74) 2,21(18) | 0,92(76) 0,67(18) | 16,3(70) 11(18) | 15,8(71) 13(18) | 382(69) 417(10) | 24(63) 18(6) | 0,64(71) 0,45(10) | 659(68) 490(19) |
| 4. Ка | | | | | | | | |
| Базальт | 2,86(11) | 0,85(11) | 9,6(11) | 10,7(11) | 200(1) | — | 0,40(1) | 580(1) |
| Андезитобазальт | 2,83(5) | 0,99(5) | 11,8(5) | 8,4(5) | 420(3) | — | 0,45(3) | 607(3) |
| 5. Острый | | | | | | | | |
| Базальт | 2,75(3) | 1,21(3) | 19(2) | 7,7(3) | 493(3) | — | 0,58(3) | 447(3) |
| Андезитобазальт | 2,65(2) | 1,25(2) | 22(2) | 8,8(2) | 375(2) | — | 0,71(9) | 590(2) |
| 6. Плоский | | | | | | | | |
| Базальт | 2,96(4) | 1,13(4) | 16,5(4) | 10(2) | 512(4) | — | 0,60(4) | 650(4) |
| 7. Большое трещинное | | | | | | | | |
| Базальт | 1,94(83) | 0,88(83) | 12,9(63) | 10,1(63) | 300(84) | 36(91) | 0,76(94) | 353(19) |
| Субщелочной базальт | 2,69(173) | 1,71(173) | 44,3(120) | 15,4(106) | 386(196) | 59(216) | 1,46(217) | 688(24) |
| 8. Ареальная зона шлаковых | | | | | | | | |
| Субщелочной базальт | 2,84(19) | 1,72(22) | 40,6(22) | 11,1(22) | 336(17) | 54(14) | 1,24(16) | 770(6) |
| Трахиандезитобазальт | 2,78(10) | 1,84(11) | 39(11) | 14,5(11) | 330(6) | 95(2) | 0,45(3) | 1082(7) |
| Трахиандезит | 3,05(2) | 2,31(3) | 49(3) | 16,1(3) | 433(3) | 21(1) | 1,07(3) | 1493(3) |
| 9. Безымян | | | | | | | | |
| Андезит | 2,54(1) | 1,08(1) | 23(1) | 18(1) | 287(28) | — | 0,59(28) | 710(1) |
| 10. Удины | | | | | | | | |
| Базальт | 1,91(2) | 0,84(2) | 13,5(2) | 15,5(2) | — | — | — | 600(2) |
| Андезитобазальт | 2,23(6) | 1,36(6) | 23(6) | 14,0(6) | — | — | — | 680(6) |
| Андезит | 2,17(8) | 1,32(8) | 22(8) | 17,0(8) | — | — | — | 980(8) |
| 11. Горный | | | | | | | | |
| Субщелочной базальт | 3,02(4) | 1,61(4) | 26(4) | 15,5(4) | — | — | — | — |
| Базальт | 2,80(1) | 0,96(1) | 13(1) | 10(1) | — | — | — | — |
| Дациит | 3,28(1) | 2,16(1) | 40(1) | 9(1) | — | — | — | — |

вулканических пород центральной Камчатской депрессии

| Sr | Ni | Co | V | Cr | La | Ce | Nd | Y | Yb |
|----|----|----|---|----|----|----|----|---|----|
|----|----|----|---|----|----|----|----|---|----|

луч

| | | | | | | | | | |
|--------|---------|---------|--------|---|---------|---------|---------|---------|--------|
| 428(3) | 345(2) | 43(2) | 270(2) | — | 11,2(1) | 18,9(1) | 13,8(1) | 15,6(1) | 6,5(1) |
| 427(3) | 87(2) | 28(3) | 287(3) | — | 8,9(2) | 15,6(2) | 10,4(2) | 14,8(2) | 3,4(2) |
| 522(4) | 19,8(4) | 20,2(4) | 242(4) | — | — | — | — | — | — |
| 594(9) | 50(9) | 18(9) | 182(9) | — | — | — | — | — | — |

ский

| | | | | | | | | | |
|---------|--------|-------|--------|---|-------|---|-------|---------|--------|
| 505(4) | 235(4) | 45(4) | 250(4) | — | 10(4) | — | 22(4) | 16,5(4) | 2,9(4) |
| 1200(1) | 350(1) | 39(1) | 210(1) | — | 32(1) | — | 40(1) | 16(1) | 2,6(1) |

ской

| | | | | | | | | | |
|---------|---------|--------|---------|---------|---|---|---|---|---|
| 345(68) | 64(61) | 44(61) | 370(60) | 112(61) | — | — | — | — | — |
| 313(19) | 109(18) | 52(18) | 341(18) | 274(18) | — | — | — | — | — |

мень

| | | | | | | | | | |
|--------|--------|-------|--------|--------|---|---|---|---|---|
| 320(1) | 71(1) | 35(1) | 210(1) | 210(1) | — | — | — | — | — |
| 337(3) | 287(3) | 30(3) | 227(3) | 54(3) | — | — | — | — | — |

Толбачик

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|---------|--------|--------|---|---|---|---|---|
| 307(3) | 40(3) | 38(3) | 343(3) | 127(3) | — | — | — | — | — |
| 355(2) | 22(2) | 32,5(2) | 265(2) | 79(2) | — | — | — | — | — |

Толбачик

| | | | | | | | | | |
|--------|---------|-------|--------|-------|---|---|---|---|---|
| 390(4) | 17,5(4) | 30(4) | 265(4) | 33(4) | — | — | — | — | — |
|--------|---------|-------|--------|-------|---|---|---|---|---|

Толбачинское извержение 1975—1976 гг.

| | | | | | | | | | |
|---------|---------|--------|---------|---------|--------|--------|--------|-------|--------|
| 341(21) | 109(38) | 39(38) | 242(38) | 247(38) | ~10(3) | ~30(3) | ~10(3) | 24(3) | 2,6(3) |
| 387(25) | 53(71) | 31(71) | 206(71) | 111(69) | 30(8) | 43(8) | 23(8) | 43(8) | 4,6(8) |

конусов Ключевского дола

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|---------|--------|-------|---------|---------|---------|---------|--------|
| 355(6) | 41(6) | 27,5(6) | 282(6) | 71(4) | 17,4(4) | 32,6(4) | 27,9(4) | 24,6(4) | 2,9(4) |
| 383(7) | 27(7) | 19(7) | 280(7) | 25(6) | 24(1) | 40(1) | 37(1) | 43(1) | 4,0(1) |
| 397(3) | 12(3) | 15(3) | 213(3) | — | 35(1) | 63(1) | 40(1) | 42(1) | 5,4(1) |

ный

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|-------|--------|---|-------|-------|-------|-------|--------|
| 410(1) | 24(1) | 19(1) | 150(1) | — | 11(1) | 20(1) | 10(1) | 17(1) | 2,3(1) |
|--------|-------|-------|--------|---|-------|-------|-------|-------|--------|

сопки

| | | | | | | | | | |
|--------|-------|---------|--------|---|---|---|---|---|---|
| 580(2) | 27(2) | 32,5(2) | 300(2) | — | — | — | — | — | — |
| 800(6) | 9(6) | 30(6) | 210(6) | — | — | — | — | — | — |
| 900(8) | 7(8) | 16(8) | 180(8) | — | — | — | — | — | — |

зуб

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

| Название породы | Na | K | Rb | Li | F | B | Be | Ba |
|-----------------|----|---|----|----|---|---|----|----|
|-----------------|----|---|----|----|---|---|----|----|

12. Овальная

| | | | | | | | | |
|----------------|---------|---------|-------|---------|---|---|---|---|
| Базальт | 2,49(3) | 0,92(3) | 12(3) | 14(3) | — | — | — | — |
| Андезит | 3,09(2) | 1,41(2) | 23(2) | 16,5(2) | — | — | — | — |
| Андезито-дацит | 3,14(1) | 1,58(1) | 32(1) | 17(1) | — | — | — | — |
| Дацит | 3,28(2) | 2,01(2) | 38(2) | 20,5(2) | — | — | — | — |

13. Начикин

| | | | | | | | | |
|---------------------|---------|---------|-------|-------|---|---|---|---|
| Субщелочной базальт | 3,12(1) | 1,54(1) | 20(1) | 14(1) | — | — | — | — |
| Андезито-базальт | 2,72(1) | 0,78(1) | 9(1) | 12(1) | — | — | — | — |

Примечание. 3 — по материалам Л. Л. Леоновой и И. Т. Кирсанова (1974) с учетом 5, 6 — по материалам В. А. Ермакова (1977); 7 — по материалам статьи О. Н. Волынца и др. (1978); А. П. Максимова (1976); 10—12 — неопубликованные данные, полученные нами по материалам — г/т.

Геохимическая характеристика четвертичных

| Название породы | Na | K | Rb | Li | F | B | Be | Ba |
|-----------------|----|---|----|----|---|---|----|----|
|-----------------|----|---|----|----|---|---|----|----|

1. Кальдера

| | | | | | | | | |
|----------------|----------|----------|----------|----------|---------|---|----------|---------|
| Базальт | 3,07(1) | 1,05(1) | 13,1(1) | 3,8(1) | — | — | — | — |
| Андезито-дацит | 3,02(7) | 1,49(7) | 29(7) | 12,9(7) | 125(5) | — | 0,64(5) | 612(5) |
| Дацит | 3,29(14) | 1,97(14) | 42,4(15) | 15,7(15) | 305(16) | — | 0,99(16) | 811(11) |
| Липарит | 3,14(21) | 2,57(20) | 60,5(19) | 20,4(18) | 262(18) | — | 1,10(18) | — |

2. Вулкан

| | | | | | | | | |
|------------------|----------|----------|----------|----------|--------|-------|---|---|
| Андезито-базальт | 2,70(1) | 1,4(1) | 14(1) | 10(1) | — | — | — | — |
| Андезит | 2,67(10) | 1,65(10) | 23,2(6) | 10(6) | — | — | — | — |
| Андезито-дацит | 3,00(3) | 1,96(3) | 36,3(3) | 16,0(3) | — | — | — | — |
| Дацит | 3,21(17) | 2,76(17) | 52,0(17) | 23,7(17) | 465(1) | 54(1) | — | — |
| Липарит | 3,19(6) | 3,42(6) | 87,2(6) | 22,2(6) | — | — | — | — |

3. Вулкан

| | | | | | | | | |
|-----------------------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---|---|
| Базальт | 2,54(3) | 1,32(4) | 20,2(4) | 9(3) | — | — | — | — |
| Трахиандезито-базальт | 2,40(3) | 2,0(3) | 42(3) | 13(3) | — | — | — | — |
| Кварцевый трахит | 3,11(3) | 3,75(3) | 84(3) | 23,3(3) | 426(3) | 44(3) | — | — |
| Комендит | 3,33(5) | 3,92(5) | 106(6) | 58(5) | 1100(1) | 165(1) | — | — |

4. Экструзия

| | | | | | | | | |
|------------------|---------|---------|---------|-------|--------|-------|---|---|
| Кварцевый трахит | 3,75(3) | 4,03(3) | 41,8(3) | 10(2) | 308(3) | 43(3) | — | — |
| Комендит | 3,0(1) | 4,01(1) | 72,5(1) | 9(1) | — | — | — | — |

5. Вулкан

| | | | | | | | | |
|---------------------|----------|----------|----------|---------|---------|-------|---------|---------|
| Субщелочной базальт | 3,19(6) | 1,66(6) | 20(3) | 11,8(3) | 1750(2) | 12(2) | 2,2(2) | 680(3) |
| Андезито-базальт | 2,88(2) | 1,40(2) | 15(1) | 9(1) | — | — | — | 700(1) |
| Андезит | 3,17(4) | 1,65(4) | 20,3(3) | 16(3) | — | — | — | 670(1) |
| Трахиандезит | 3,64(5) | 2,40(5) | 39,8(4) | 22,4(4) | — | — | — | 900(1) |
| Трахит | 4,15(12) | 3,92(12) | 61,8(10) | 15,7(9) | 757(7) | 26(7) | 3,14(3) | 1000(1) |

| Sr | Ni | Co | V | Cr | La | Ce | Nd | Y | Yb |
|----|----|----|---|----|----|----|----|---|----|
|----|----|----|---|----|----|----|----|---|----|

Зимина

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

ский

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

данных В. А. Абрамова и др. (1978); 4 и 8 — по материалам авторов и В. Е. Ермакова (1977); 9 — по Ф и Ве использованы неопубликованные данные И. Т. Кирсанова; 8 — по материалам В. А. Ермакова; 13 — то же, по материалам Ю. М. Стефанова. Na и K — вес. %; остальные элемент-

Приложение 7

вулканических пород срединного Камчатского хребта

| Sr | Ni | Co | V | Cr | La | Ce | Nd | Y | Yb |
|----|----|----|---|----|----|----|----|---|----|
|----|----|----|---|----|----|----|----|---|----|

Хангар

| | | | | | | | | | |
|---------|--------|--------|-------|---|-------|-------|-------|-------|--------|
| 700(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 370(5) | 22(1) | 5(1) | 54(1) | — | 19(2) | 33(2) | 31(2) | 27(2) | 4,6(2) |
| 364(11) | 30(1) | 5,4(1) | 60(1) | — | 25(1) | 55(1) | 33(1) | 16(1) | 3,2(1) |
| — | 2,3(1) | 2,5(1) | 11(1) | — | 33(1) | 55(1) | 27(1) | 18(1) | 2,9(1) |

Ичинский

| | | | | | | | | | |
|--------|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 100(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

Черпук

| | | | | | | | | | |
|---|-------|-------|--------|-------|---|---|---|---|---|
| — | 78(2) | 37(2) | 340(2) | 98(2) | — | — | — | — | — |
| — | 34(3) | 30(3) | 200(3) | 33(3) | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |

оз. Кетачан

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|

р. Морощка

| | | | | | | | | | |
|--------|---------|---------|---|-------|---------|---------|-------|---------|--------|
| 950(3) | 31(3) | 35(3) | — | 35(3) | — | — | — | — | — |
| 800(1) | 45(1) | 24(1) | — | — | — | — | — | — | — |
| 690(1) | 34,5(2) | 25(2) | — | — | 22(1) | 50(1) | — | 21(1) | 2,6(1) |
| 620(1) | 15,7(3) | 13,7(3) | — | 32(1) | 32(2) | 59(2) | — | 28,5(2) | 3,5(2) |
| 310(1) | 8(2) | 2(2) | — | 19(2) | 44,7(4) | 82,2(4) | 89(2) | 31,5(4) | 3,2(4) |

| Название породы | Na | K | Rb | Li | F | B | Be | Ba |
|-----------------------------|----------|----------|----------|----------|--------|---------|---------|---------|
| 6. Вулкан | | | | | | | | |
| Базальт | 2,82(1) | 1,32(1) | 21(1) | — | — | — | — | 1100(1) |
| Трахиандезит-базальт | 3,68(2) | 2,16(2) | 30(1) | 7(1) | — | — | — | 900(1) |
| Трахиандезит | 3,64(2) | 2,30(2) | 41,5(2) | 15,2(2) | — | — | — | — |
| Трахит | 4,27(14) | 3,78(14) | 61,0(8) | 17,2(8) | 555(6) | 23,2(6) | 2,42(6) | 1350(6) |
| Трахит кварцевый | 3,96(6) | 3,98(6) | 60,8(5) | 16,8(5) | 607(3) | 42(3) | 3,87(3) | 1900(1) |
| Липарит | 2,82(5) | 3,65(5) | 86,3(3) | 13,5(2) | — | — | — | 880(2) |
| Комендит | 3,92(13) | 3,93(13) | 119(11) | 21,5(11) | 130(1) | 32(1) | 4,6(1) | 185(7) |
| 7. Древне-Ичинский | | | | | | | | |
| Андезит-базальт | 2,65(5) | 1,45(4) | 13,8(3) | 9,7(3) | — | — | — | — |
| Андезит | 2,77(3) | 1,51(3) | 16,5(2) | 11,0(2) | — | — | — | — |
| Базальт | 2,89(3) | 1,31(3) | 15,3(3) | 11,5(3) | — | — | — | — |
| 8. Район Ичинского вулкана, | | | | | | | | |
| Субщелочной базальт | 2,91(4) | 1,83(4) | 23,5(3) | 39,0(3) | — | — | — | — |
| Базальт | 2,50(14) | 1,26(14) | 14,7(10) | 23(10) | — | — | — | — |
| 9. Район Ичинского вулкана, | | | | | | | | |
| Базальт | 2,11(5) | 1,16(5) | 16,3(3) | 5,0(3) | — | — | — | — |
| | 2,70(12) | 1,25(12) | 15,3(6) | 8,4(6) | — | — | — | — |
| Субщелочной базальт | 2,96(1) | 1,56(1) | 20,0(1) | 7,0(1) | — | — | — | — |
| Андезит-базальт | 2,93(8) | 1,58(8) | 26,5(4) | 8,0(4) | — | — | — | — |
| 10. Кальдера | | | | | | | | |
| Базальт | 2,52(5) | 1,22(5) | 18,4(5) | 11,4(5) | — | — | — | — |
| Субщелочной базальт | 2,38(2) | 1,90(2) | 28,5(2) | 14,0(1) | — | — | — | — |
| Трахиандезит-базальт | 2,71(9) | 2,58(9) | 51,0(9) | 7,8(6) | — | — | — | — |
| Трахиандезит | 2,77(10) | 2,84(10) | 59,0(10) | 12,0(10) | — | — | — | — |
| Трахит | 3,03(9) | 3,60(9) | 75,0(9) | 16,0(9) | — | — | — | — |
| Кварцевый трахит | 3,45(8) | 4,28(8) | 97,1(8) | 22,5(6) | — | — | — | — |
| Андезит-дацит | 2,74(2) | 2,33(2) | 45(2) | 15(2) | — | — | — | — |
| 11. Анаунский район, | | | | | | | | |
| Базальт | 2,1(2) | 0,8(2) | 9(2) | 9(2) | — | — | — | — |
| | 2,2(2) | 0,9(2) | 15(2) | 10(2) | — | — | — | — |
| 12. Верховья р. Тигиль, | | | | | | | | |
| Базальт | 2,1(2) | 1,2(2) | 16(2) | 10(2) | — | — | — | — |
| Андезит-дацит | 3,6(1) | 1,4(1) | 30(1) | 15(1) | — | — | — | — |
| 13. Плато | | | | | | | | |
| Базальт | — | 1,2(2) | 15(2) | 10(2) | — | — | — | — |
| Андезит-базальт | 2,1(2) | 1,2(2) | 21(2) | 10(2) | — | — | — | — |
| 14. Седанкинский район, | | | | | | | | |
| Андезит-базальт | 2,5(3) | 1,0(3) | 11(3) | 9(3) | — | — | — | — |
| Трахиандезит-базальт | 3,1(2) | 1,8(2) | 23(2) | 13(2) | — | — | — | — |
| 15. Северный район, лавы | | | | | | | | |
| Базальт | 2,8(2) | 0,7(2) | 3(2) | — | — | — | — | — |
| | 2,9(1) | 1,0(1) | 1(1) | 9(1) | — | — | — | — |

Примечание. 2 — кроме собственных данных авторов использованы неопубликованные данные, полученные нами по материалам М. Г. Патоки; 11—15 и отчасти 3 — по материалам

| Sr | Ni | Co | V | Cr | La | Ce | Nd | Y | Yb |
|-----------------------|---------|---------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| Белоголовский | | | | | | | | | |
| 960(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 730(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 260(6) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 200(1) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 175(2) | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| 50(7) | — | — | — | 10(2) | 100(1) | 130(1) | 110(1) | 53(1) | 6,5(1) |
| щитовой вулкан | | | | | | | | | |
| — | 37(2) | 21,5(2) | — | — | — | — | — | — | — |
| — | 16(1) | 11(1) | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| лавы щитовых вулканов | | | | | | | | | |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| ареальные лавы | | | | | | | | | |
| — | 90(1) | 31(1) | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | 19(1) | 28(1) | — | 40(1) | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| Уксичан | | | | | | | | | |
| — | 10,5(2) | 37(2) | 250(2) | 115(2) | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| — | — | — | — | — | — | — | — | — | — |
| ареальные лавы | | | | | | | | | |
| — | 59(2) | 32(2) | 280(2) | 70(2) | — | — | — | — | — |
| — | 100(2) | 61(2) | 470(2) | 114(2) | — | — | — | — | — |
| ареальные лавы | | | | | | | | | |
| — | 78(2) | 44(2) | 315(2) | 150(2) | — | — | — | — | — |
| — | 11(1) | 8,6(1) | 57(1) | 11(1) | — | — | — | — | — |
| Юкля | | | | | | | | | |
| — | 100(2) | 37(2) | 220(2) | 200(2) | — | — | — | — | — |
| — | 33(2) | 31(2) | 280(2) | 65(2) | — | — | — | — | — |
| ареальные лавы | | | | | | | | | |
| — | 54(3) | 35(3) | 270(3) | 96(3) | — | — | — | — | — |
| — | 27(2) | 26(2) | 160(2) | 15(2) | — | — | — | — | — |
| щитовых вулканов | | | | | | | | | |
| — | 130(2) | 35(2) | 300(2) | 160(2) | — | — | — | — | — |
| — | 60(1) | 45(1) | 400(1) | 100(1) | — | — | — | — | — |

важные данные, полученные нами по материалам М. Г. Патоки; 4, 6, 8 и отчасти 3 — неопубликованы. Л. Л. Леоновой и Н. В. Огородова (1975). Na и K — вес. %; остальные элементы — г/г.

**Геохимическая характеристика четвертичных вулканических пород главной зоны
Курильских островов**

| Название породы | Na | K | Rb | Li | F | Be | Sr |
|--|---------|---------|---------|---------|---------|----------|--------|
| Северные Курильские острова | | | | | | | |
| 1. Парамушир | | | | | | | |
| Базальт | 2,34(1) | 0,56(1) | 10,2(1) | 4,0(1) | — | — | — |
| Андезито-базальт | — | 1,0(7) | 10(7) | 10(7) | — | — | — |
| Андезито-дацит | — | 2,0(4) | 40(4) | 10(4) | — | — | — |
| 2. Скалы Каменные Ловушки | | | | | | | |
| Базальт | 2,44(1) | 0,54(1) | 6,2(1) | 5,8(1) | 480(1) | 0,80(1) | — |
| 3. Шиадокотан | | | | | | | |
| Андезито-базальт | 2,48(1) | 0,92(1) | 14,0(1) | 8,3(1) | 440(1) | 0,35(1) | 407 |
| Андезит | — | 0,94(2) | 15(2) | 9(2) | — | — | — |
| 4. Онекотан, кальдера Тао-Русыр | | | | | | | |
| Базальт | 2,1(2) | 0,51(2) | 11(2) | 10,5(2) | 375(2) | 0,23(2) | — |
| Андезито-базальт | 2,48(4) | 0,82(4) | 12,7(3) | 7,8(3) | 393(7) | 0,36(7) | — |
| Андезит | 2,63(6) | 1,02(6) | 19(4) | 10,5(4) | 419(10) | 0,52(10) | — |
| Дацит | 3,06(3) | 1,40(3) | 21(1) | 12(1) | 323(3) | 0,58(3) | — |
| 5. Онекотан, кальдера Немо | | | | | | | |
| Базальт | 2,00(4) | 0,36(4) | 1,8(2) | 5,3(3) | 342(6) | 0,42(6) | — |
| Андезито-базальт | 2,27(7) | 0,67(7) | 11,2(6) | 9,5(6) | 314(6) | 0,47(8) | — |
| Андезит | 2,20(1) | 0,85(1) | — | — | 560(1) | 0,30(1) | — |
| Андезито-дацит | 3,13(4) | 0,83(4) | 11,0(4) | 12,3(4) | 355(6) | 0,51(6) | — |
| Дацит | 3,21(4) | 1,07(4) | 14,4(3) | 12,2(3) | 372(4) | 0,34(4) | — |
| Средние Курильские острова | | | | | | | |
| 6. Райкоке | | | | | | | |
| Базальт | 2,46(2) | 0,94(2) | 18,2(2) | 8,5(2) | 427(3) | 0,70(3) | 553(2) |
| Андезит | — | — | — | — | 600(1) | 0,65(1) | — |
| 7. Расшуа | | | | | | | |
| Андезит | — | — | — | — | 367(3) | 0,43(3) | — |
| 8. Ушишир | | | | | | | |
| Андезито-базальт | 3,16(1) | 0,66(1) | 9,3(1) | 5,4(1) | — | — | — |
| Андезито-дацит | 3,17(2) | 0,54(2) | 6,0(2) | 15,0(2) | 473(3) | 0,43(3) | — |
| 9. Кетой | | | | | | | |
| Базальт | 1,69(3) | 0,26(3) | 2,9(3) | 3,4(3) | 380(1) | 0,30(1) | 304(2) |
| Андезито-базальт | 2,22(2) | 0,48(2) | 4,9(2) | 10,0(2) | 325(2) | 0,45(2) | 400(1) |
| Андезит | 2,23(2) | 0,91(2) | 16,2(2) | 8,1(2) | 325(2) | 0,45(2) | 320(2) |
| 10. Симушир, кальдера Заварицкого | | | | | | | |
| Базальт | — | — | — | — | 420(1) | 0,4(1) | — |
| Андезито-базальт | — | — | — | — | 520(1) | 0,30(1) | — |
| Андезит | 2,84(1) | 0,40(1) | 4,2(1) | 9,7(1) | 303(3) | 0,55(3) | 288(1) |

| Название породы | Na | K | Rb | Li | F | Be | Sr |
|--------------------------------------|----------|----------|---------|----------|--------|---------|--------|
| 11. Симушир, вулкан Уратман | | | | | | | |
| Андезито-базальт | 2,54(1) | 0,56(1) | 7,0(1) | 5,8(1) | 300(1) | 0,40(1) | 345(1) |
| 12. Симушир, вулкан Мильна | | | | | | | |
| Андезит | 2,26(1) | 1,06(1) | 29,0(1) | 9,8(1) | 620(1) | 0,70(1) | 400(1) |
| Южные Курильские острова | | | | | | | |
| 13. Уруп, вулкан Берга | | | | | | | |
| Андезит | 2,45(4) | 0,82(4) | 16,8(4) | 7,4(4) | 360(4) | 0,47(4) | 352(4) |
| 14. Уруп, вулкан Трезубец | | | | | | | |
| Андезито-базальт | 2,20(2) | 0,74(2) | 12,5(2) | 7,3(2) | 250(2) | 0,45(2) | 344(2) |
| 15. Черные братья, вулкан Черный | | | | | | | |
| Андезит | 2,44(1) | 1,08(1) | 22,2(1) | 9,5(1) | 790(1) | 0,65(1) | 300(1) |
| Андезито-дацит | 2,62(1) | 1,24(1) | 26,3(1) | 10,2(1) | 290(1) | 0,60(1) | 310(1) |
| 16. Черные Братья, вулкан Чирпой | | | | | | | |
| Базальт | 2,37(2) | 0,57(2) | 6,6(2) | 10,1(2) | 280(2) | 0,4(2) | 365(2) |
| Андезито-базальт | 2,18(1) | 0,86(1) | 15(1) | 5,8(1) | 290(1) | 0,55(1) | 410(1) |
| 17. Кунашир, вулкан Тятя | | | | | | | |
| Базальт | 2,08(2) | 0,30(2) | 4,5(2) | 4,8(2) | 420(2) | 0,50(2) | — |
| | 2,02(1) | 0,68(1) | 15(1) | 9(1) | 510(1) | 0,80(1) | — |
| 18. Кунашир, экстрюзия м. Столбчатый | | | | | | | |
| Липарито-дацит | 2,95(2) | 0,82(2) | 13,5(2) | 6,2(2) | 390(2) | 0,47(2) | — |
| 19. Кунашир, экстрюзия м. Алехина | | | | | | | |
| Дацит | 2,80(1) | 0,44(1) | 6,5(1) | 9,0(1) | 310(1) | 0,40(1) | — |
| 20. Кунашир, кальдера Головинна | | | | | | | |
| Базальт | 1,23(2) | 0,09(2) | 0,7(2) | 6,3(2) | 400(1) | 0,25(1) | — |
| Андезито-базальт | 1,95(3) | 0,24(3) | 2,0(3) | 6,6(3) | 200(2) | 0,35(2) | — |
| Андезит | 2,31(3) | 0,39(3) | 5,7(3) | 16,3(3) | 217(3) | 0,33(3) | — |
| Андезито-дацит | 2,00(1) | 0,26(1) | 2,0(1) | 7,0(1) | 490(1) | 0,40(1) | — |
| Дацит | 2,45(7) | 0,44(7) | 7,0(7) | 7,9(7) | 272(8) | 0,29(8) | — |
| 21. Кунашир, вулкан Менделеева | | | | | | | |
| Андезито-базальт | — | 0,23(1) | 5,3(1) | 5,0(1) | 230(1) | 0,47(1) | — |
| Андезит | 2,34(2) | 0,36(2) | 3,9(2) | 8,9(2) | 345(4) | 0,47(4) | — |
| Андезито-дацит | 2,75(10) | 0,49(10) | 8,6(10) | 11,4(10) | 372(5) | 0,48(5) | 100(1) |
| Дацит | 3,00(5) | 0,79(5) | 12,6(5) | 11,6(5) | 405(4) | 0,49(5) | 220(1) |
| Липарит | 3,31(3) | 0,84(3) | 12,3(3) | 4,7(3) | 380(2) | 0,60(2) | — |

Примечание. 1 и 3 — использованы материалы Л. Л. Леоновой и Н. И. Удадьцовой (1971) и данные авторов; 2, 6 — 16 — неопубликованные данные, полученные авторами по материалам Г. Б. Флерова и К. Н. Рудича. Na и K — вес. %; остальные элементы — г/т.

Содержание Nb, Ta, Zr, Hf в четвертичных вулканических породах Камчатки, г/т

| № п/п | Вулкан | Название породы | Петрохимическая серия | Nb | Ta | Zr | Hf | Nb/Ta | Zr/Hf |
|-------|----------------------------|------------------|------------------------------------|----------|----------|---------|----------|-------|-------|
| 1 | Мутновский | Базальт | Глиноземистый низкокалийевый | <0,7(1) | <0,7(1) | 8(1) | <0,5(1) | ~1 | >20 |
| 2 | Стена | » | » | 0,32(1) | 0,09(1) | 6,3(1) | 0,27(1) | 3,5 | 23 |
| 3 | Малый Семячик | » | » | 0,49(1) | <0,7(7) | 10,7(1) | 0,48(1) | ≤1 | 22 |
| 4 | Кихпиньч | » | » | 0,57(1) | <0,5(1) | 45,7(1) | 1,3(1) | >1 | 35 |
| 5 | Корякский | » | Глиноземистый умеренной щелочности | <1,4(1) | <1,4(1) | 155(1) | 3,7(1) | ~1 | 42 |
| 6 | Большие Иголки | » | » | 2,3(1) | <3,5(1) | 353(1) | 5,3(1) | ≤1 | 57 |
| 7 | Явинский | » | » | 1,7(1) | <2,1(1) | 139(1) | 2,1(1) | ≤1 | 66 |
| 8 | Харчинский | » | Магнезиальный умеренной щелочности | 0,5(2) | 0,22(2) | 36,5(2) | 1,0(1) | 2,3 | 37 |
| 9 | Шивелуч | » | Магнезиальный субщелочной | 0,36(1) | 0,15(1) | 12,5(1) | 0,65(1) | 2,4 | 19 |
| 10 | Новые Толбачинские вулканы | » | Магнезиальный умеренной щелочности | 2,77(15) | 0,83(11) | 95(15) | 1,93(14) | 3,3 | 49 |
| 11 | То же | » | Глиноземистый субщелочной | 4,5(27) | 0,96(14) | 230(28) | 5,0(28) | 4,7 | 46 |
| 12 | Малый Семячик | Андезито-базальт | Глиноземистый умеренной щелочности | 2,2(2) | <0,9(2) | 244(2) | 4,7(2) | >2 | 52 |
| 13 | Шивелуч | То же | Магнезиальный умеренной щелочности | 0,95(3) | <0,5(3) | 97(3) | 2,37(3) | >2 | 41 |
| 14 | Экструзия горы Мишенной | Андезит | Глиноземистый низкокалийевый | 0,57(1) | <1,0(1) | 100(1) | 2,7(1) | ≤1 | 37 |
| 15 | Козельский | » | » | <2,1(1) | <2,1(1) | 95(1) | 3,4(1) | ~1 | 28 |
| 16 | Авачинский | » | » | <2,7(10) | <2,7(1) | 120(1) | 3,8(1) | ~1 | 32 |
| 17 | Купол | » | Глиноземистый умеренной щелочности | 1,9(2) | <1,2(2) | 125(2) | 3,8(2) | >1,6 | 33 |
| 18 | Шивелуч | » | Магнезиальный умеренной щелочности | 1,21(3) | 0,17(3) | 51,1(3) | 1,62(3) | 7,1 | 32 |
| 19 | Дикий Гребень | Андезито-дацит | Глиноземистый умеренной щелочности | 1,4(1) | <0,6(1) | 80(1) | 2,3(1) | >2 | 35 |
| 20 | » | Дацит | » | 1,5(1) | 0,22(1) | 81(1) | 2,6(1) | 6,8 | 31 |
| 21 | Хангар | » | » | 4,0(1) | 0,3(1) | 112(1) | 4,1(1) | 13,3 | 27 |
| 22 | Купол | Лигарит | » | 2,4(1) | 0,25(1) | — | — | 9,6 | — |

Примечание. 10 и 11 — по материалам статьи Р. Н. Волынец и др. (1978). Другие данные о содержании Nb и Ta в четвертичных вулканических породах Камчатки и Курил опубликованы в статье Э. И. Пополитова и др. (1976).

Содержание Cs, Ta, Sc и Sb в кислых лавах некоторых вулканов Камчатки, г/т

| № п/п | Вулкан | Название породы | Петрохимическая серия | Cs | Ta | Sc | Sb |
|-------|------------------------------|-----------------|-----------------------|---------------------------|----------------------------|--------------------------|--------------------------|
| 1 | Узон | Липарит | Низкокалийный | $\frac{1,4(11)}{0,5-4,6}$ | $\frac{0,35(9)}{<0,2-0,7}$ | $\frac{7,5(9)}{7,0-9,0}$ | $\frac{1,7(9)}{1,3-2,8}$ |
| 2 | То же | » | Умеренной щелочности | $\frac{2,6(3)}{1,0-4,5}$ | $\frac{0,85(2)}{0,7-1,0}$ | $\frac{6,5(2)}{6,0-7,0}$ | $\frac{1,1(2)}{1,0-1,2}$ |
| 3 | Дзензур | » | » | $\frac{5,2(4)}{3,0-8,0}$ | $\frac{1,5(4)}{1,0-3,0}$ | $\frac{2,6(4)}{2,2-3,1}$ | $\frac{3,0(4)}{2,2-4,0}$ |
| 4 | Купол | » | » | $\frac{3,2(15)}{1,3-5,1}$ | $\frac{0,4(9)}{<0,2-0,8}$ | $\frac{1,7(9)}{1,1-2,1}$ | $\frac{2,2(9)}{1,5-2,6}$ |
| 5 | Хангар | » | » | $\frac{3,5(8)}{2,0-6,0}$ | $\frac{1,0(8)}{<0,2-2,0}$ | $\frac{1,4(8)}{1,0-2,3}$ | $\frac{2,1(8)}{1,0-4,0}$ |
| 6 | Шивелуч | Андезит | » | $\frac{0,5(8)}{<0,5-1,5}$ | $\frac{0,3(8)}{<0,2-0,2}$ | $\frac{10,5(8)}{9-15}$ | $\frac{1,5(8)}{0,9-1,6}$ |
| 7 | Дзензур | » | » | $\frac{1,7(4)}{0,1-4,6}$ | — | — | — |
| 8 | Купол | Андезитодацит | » | $\frac{4,4(2)}{4,4-4,4}$ | — | — | — |
| 9 | Дикий гробень | То же | » | $\frac{3,4(2)}{1,7-5,2}$ | — | — | — |
| 10 | То же | Дацит | » | $\frac{3,2(1)}{3,2(2)}$ | — | — | — |
| 11 | Экструзия Плоская (Паужетка) | » | » | $\frac{3,2(2)}{2,6-4,0}$ | — | — | — |
| 12 | Узон | Дацит | » | $\frac{2,2(1)}{2,2(1)}$ | — | — | — |

Примечание. Определения выполнены инструментальным нейтронно-активационным методом в ИМГРЭ. В числителе — среднее содержание, в знаменателе — вариации содержаний от минимального до максимального.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|---|-----|
| Введение | 3 |
| Глава I. Геолого-тектоническое положение Курило-Камчатской островной дуги | 6 |
| Курило-Камчатский глубоководный желоб и фокальная зона | 6 |
| Курильский участок островной дуги | 8 |
| Камчатский участок островной дуги | 11 |
| Глава II. Геохимические особенности пород фундамента Курило-Камчатской островной дуги | 22 |
| Породы Камчатского мыса | 22 |
| Породы хр. Кумроч | 25 |
| Глава III. Геохимические особенности глубинных ксенолитов Курило-Камчатской островной дуги | 32 |
| Ультраосновные включения | 32 |
| Включения пород основного состава | 41 |
| Гранитоидные включения | 59 |
| Глава IV. Геохимические особенности четвертичных базальтов Курило-Камчатской островной дуги | 69 |
| Петрогеохимические типы базальтов | 69 |
| Проблемы формирования первичных базальтовых магм Курило-Камчатской островной дуги | 76 |
| О механизме формирования базальтовых расплавов различного состава в областях островных дуг | 89 |
| Глава V. Геохимические особенности продуктов кислого вулканизма Курило-Камчатской островной дуги | 92 |
| Петрогеохимические серии кислых вулканических пород | 92 |
| Распределение серий кислых вулканитов в пространстве и проблема поперечной петрогеохимической зональности | 101 |
| О генезисе кислых расплавов | 109 |
| Глава VI. О влиянии характера земной коры на состав вулканических продуктов | 114 |
| Глава VII. Некоторые вопросы петрогеохимической эволюции окраинных морей и интрадуговых бассейнов | 120 |
| Общая характеристика магматизма Черноморско-Аджаро-Триалетского палеорифта | 121 |
| Сравнительное сопоставление Черноморско-Аджаро-Триалетского района с другими рифтовыми структурами | 125 |
| Глава VIII. О некоторых проблемах формирования коры океанического типа | 128 |
| Петрогеохимическая характеристика океанических пород | 129 |
| Обсуждение приведенных результатов и возможные петрологические интерпретации | 138 |
| Глава IX. Использование геохимических данных для палеотектонических реконструкций | 141 |
| Геологическое положение вулканических пород | 141 |
| Петрогеохимическая характеристика вулканических пород Западного Саяна и Тувы | 144 |
| Обсуждение результатов | 148 |
| Заключение | 150 |
| Литература | 152 |
| Приложение | 161 |

Эдуард Иванович Пополитов,
Олег Назарович Вольнец

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА
КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ
И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА**

Ответственный редактор *Лев Владимирович Таусон*

Утверждено к печати Институтом геохимии им. академика А. П. Виноградова
СО АН СССР

Редактор издательства А. М. Самсоненко
Художественный редактор М. Ф. Глазырина
Художник В. В. Растегая
Технический редактор А. В. Семкова
Корректоры В. А. Князева, Л. Л. Михайлова

ИБ № 10791

Сдано в набор 22.02.80. Подписано к печати 26.03.81. МН-06510. Формат 70×108^{1/16}. Бумага
типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16,1. Усл. кр.-
отт. 16,45. Уч.-изд. л. 17,5. Тираж 1000 экз. Заказ 66. Цена 2 р. 60 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
- 670005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
- 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24
- 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95
- 335009 Ереван, ул. Туманяна, 31
- 664003 Иркутск, ул. Лермонтова, 289
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 2
- 252142 Киев, проспект Вернадского, 79
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 4
- 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28
- 343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1
- 660049 Красноярск, проспект Мира, 84
- 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2
- 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57
- 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2
- 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16
- 220012 Минск, Ленинский проспект, 72
- 103009 Москва, ул. Горького, 8
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7
- 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22
- 142292 Пущино, Московской обл., 4 «Академкнига»
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
- 700100 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
- 450069 Уфа, ул. Р. Зорге, 10
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49.

2р. 60 коп.

3484



ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ